



SCALE EFFECT IN SEISMOTECTONICS

G. G. Kocharyan

Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia

Abstract: This publication consolidates and analyses experimental data in a wide range of scales in seismotectonics and geomechanics, from a micro-size seismic event (an earthquake focus of a few centimetres) to a mega earthquake. It reviews regularities in changes of geometric parameters of faults and fractures in various ranks, their mechanical properties, linear sizes of earthquake foci, time of preparation of dynamic events, and seismic energy.

Averaging through the whole range of scales yields ratios close to the law of geometrical similarity. A more detailed consideration gives grounds to conclude that several hierarchic levels can be distinguished and, in different scale, changes of parameters of events follow laws that differ and often deviate from the laws of similarity.

It is shown that linear sizes, L from ~ 500 to 1000 m comprise a transitional range that is a border between two ranges characterized by significantly different scale ratios. Seismicity with shallow foci which is associated with mining operations should be noted separately.

According to energy calculation with reference to categories of seismic events, it is established that earthquakes of the Baikal rift system show an anomalous trend of strongly increasing specific energy with increasing scales. In the range of moment magnitudes from 5 to 6.3, an average specific value of seismic energy is higher than an average global value for the same range at least by a factor of 25. It should be clarified whether such an effect is an artefact related to errors in seismic energy calculations or an actual physical effect that is still unexplained.

Key words: fault, earthquake, focus, seismic energy, seismic moment, seismic effectiveness.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Kocharyan G.G. 2014. Scale effect in seismotectonics. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 353–385. doi:10.5800/GT-2014-5-2-0133.

МАСШТАБНЫЙ ЭФФЕКТ В СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ

Г. Г. Кочарян

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Аннотация: В настоящей работе собран и проанализирован обширный ряд экспериментальных данных во всем диапазоне масштабов, который относится к сейсмотектонике и геомеханике, — от микрособытий с линейным размером очага порядка нескольких сантиметров до мегаземлетрясений. Рассмотрены закономерности изменения геометрических характеристик разноранговых разломов и трещин и их механических свойств, линейных размеров очага землетрясения, времени подготовки динамического события и сейсмической энергии.

Усреднение по всему диапазону масштабов дает соотношения, близкие к закону геометрического подобия. Более детальное рассмотрение позволяет обнаружить, что существует несколько иерархических уровней, в которых изменение параметров событий с масштабом происходит по разным законам, зачастую сильно отклоняющимся от законов подобия.

Показано, что линейные размеры $L \sim 500$ – 1000 м являются некоторой переходной областью, которая оказывается границей между двумя диапазонами, в которых масштабные соотношения существенно разные. Следует отличать и

шахтную сейсмичность, глубина очагов которой невелика.

Установлено, что для землетрясений Байкальской рифтовой системы отмечается аномальная тенденция сильного возрастания приведенной энергии, рассчитанной по величине класса события, с увеличением масштаба. В интервале моментных магнитуд от 5 до 6.3 усредненное приведенное значение сейсмической энергии превышает среднемировую величину для этого диапазона, по крайней мере, в 25 раз. Необходимо разобраться, является ли этот эффект артефактом, связанным с некорректным расчетом величины сейсмической энергии, или имеет место не объясненный пока физический эффект.

Ключевые слова: разлом, землетрясение, очаг, сейсмическая энергия, сейсмический момент, сейсмическая эффективность.

1. ВВЕДЕНИЕ

Предположение о подобии физических процессов является одним из наиболее продуктивных допущений в науке, поскольку дает основание для экстраполяции величин, полученных на одном масштабном уровне, на задачи совершенно другого класса. Так, при использовании приближения геометрического подобия все размеры и характерные времена задачи нормируются на корень кубический из энергии события ϵ . Такой подход используется, например, в задаче о взрыве в безграничной изотропной однородной среде, что позволяет легко пересчитывать линейные параметры, известные для взрыва заряда с энергией ϵ_1 , на случай взрыва с энергией ϵ_2 . Хотя в более сложных случаях (наличие свободной поверхности, неоднородный, анизотропный массив и др.) наблюдаются отклонения от законов подобия, последние с успехом используются на практике, обеспечивая приемлемую точность оценок [Rodionov et al., 1971].

Удобство и красота гипотезы о самоподобии геофизической среды привели М.А. Садовского с коллегами к блочно-иерархической модели земной коры [Sadovsky et al., 1988]. Как известно, согласно этой модели, кора состоит из ряда блоков, размеры которых определяются универсальным шагом иерархической делимости среды (средним отношением линейных размеров блоков соседних уровней), остающимся примерно постоянным от микрообъектов до структур планетарного масштаба.

Использование представлений о самоподобном блоковом строении земной коры неизбежно приводит к необходимости введения иерархии межблоковых промежутков – тектонических трещин и разломов. Между тем для этих объектов ситуация представляется куда менее очевидной. Даже на первый взгляд гораздо труднее обнаружить подобие между сомкнутой трещиной в массиве скальных пород и крупной разломной зоной, чем между ограничиваемыми ими блоками. Как геометрия, так и механические свойства нарушений сплошности нелинейно изменяются с масштабом [Kocharyan, 2010], что, несомненно, необходимо учиты-

вать при построении моделей.

Корректно использовать масштабные соотношения необходимо и при интерпретации сложных закономерностей пространственно-временного распределения сейсмических событий разного масштаба [Sherman, 2009, 2013].

Важнейшим свойством разломных зон, отличающим их от большинства других областей земной коры, является быстрая, по сравнению с вмещающим массивом, эволюция их геометрии, механических и реологических характеристик. При этом «быстрым», по отношению к геологическим временам, является период времени как первые секунды, в течение которых происходит динамическая подвижка по разлому, так и тысячи лет, за которые может происходить фактическое восстановление сплошности крупных разрывов путем заполнения участков повышенной пористости новообразованными минеральными агрегатами при осаднении их из газодоводных растворов или посредством перекристаллизации [Ruzhich et al., 1990].

Свойства разломных зон определяются сложной комбинацией механических и химических процессов разного масштаба. Доминирующими механическими процессами на микро-, мезо- и макроуровнях являются, соответственно, разрушение, вращение и переупаковка зерен материала заполнителя трещин [Mair et al., 2002], разрушение старых и формирование новых эффективных путей трансляции напряжений, распад и консолидация блоковых структур [Sadovsky et al., 1988]. Химические процессы, включая гидротермальные реакции, цементацию, перекристаллизацию, компрессионные растворение и осаднение, кольматацию трещин и т.д., могут изменить прочность и деформационные характеристики разломной зоны посредством трансформации минералов, уплотнения и упрочнения заполнителя [Ruzhich et al., 1990; Sibson et al., 1975 и др.]. Эти процессы приводят и к изменению гидравлических характеристик, что, в свою очередь, может изменить напряженное состояние системы. Фрикционная прочность нарушений сплошности также может возрастать со временем вследствие увеличения реальной площади контакта [Dieterich, 1978] и адгезии [Scholz,

1988]. В силу вышесказанного можно предположить, что восстановление прочности сейсмогенных разрывов разного масштабного уровня определяется различными физическими процессами, что должно сказываться на закономерностях масштабирования времени подготовки землетрясений.

К. Аки, сравнивая спектры землетрясений разного масштаба, предположил, что в первом приближении процесс в очаге инвариантен по отношению к масштабу события, что означает выполнение соотношений подобия [Aki, 1967]. При этом необходимым условием подобия является выполнение предположения об одной и той же физике процессов, происходящих в очагах событий, сильно различающихся по энергии. Другая точка зрения заключается в том, что наблюдается систематическое увеличение значений приведенной энергии с масштабом события [Kanamori et al., 1993]. Это означает, что динамика формирования разрыва при землетрясениях разного масштаба отличается.

Несмотря на большое число публикаций, вышедших в последние годы, единая позиция в сейсмологическом сообществе до сих пор не выработана. Гипотеза выполнения законов подобия поддерживается, например, в работах [Choy, Boatwright, 1995; Ide and Beroza, 2001; Ide et al., 2003; Yamada et al., 2007; Kwiitek et al., 2011], а противоположная точка зрения – в [Kanamori et al., 1993; Abercrombie, 1995; Mayeda, Walter, 1996; Mayeda et al., 2005; и др.]. Причинами различий в интерпретации данных являются, вероятно, существующие проблемы в измерении величины энергии, излученной землетрясением. Если величина сейсмического момента измеряется достаточно надежно и различия в значениях M_0 , определенных разными авторами, редко превышают двукратную величину, то пределы вариации сейсмической энергии значительно больше.

В настоящей работе собран и проанализирован максимально возможный ряд экспериментальных данных во всем диапазоне масштабов, который относится к сейсмотектонике и геомеханике, – от микрособытий с линейным размером очага порядка нескольких сантиметров до мегаземлетрясений. Рассмотрены закономерности изменения с масштабом геометрических характеристик разломов и трещин и их механических свойств, линейных размеров очага землетрясения, времени подготовки динамического события и сейсмической энергии. При отборе данных мы пользовались определенными критериями, которые будут сформулированы ниже.

2. ПОДОБИЕ ПРИ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИИ

При описании структурных характеристик разломных зон широко применяются эмпирические масштабные соотношения, связывающие длину разлома L , ширину разломной зоны W и амплитуду смещения по

разрыву D [Sherman, 1977; Sherman et al., 1991, 1992, 1994; Levi, Sherman, 1995; и мн. др.]. Для связи между этими параметрами чаще всего используют степенные соотношения типа:

$$W = \alpha \cdot D^a, \quad (1)$$

$$D = \beta \cdot L^b, \quad (2)$$

$$W = \chi \cdot L^c. \quad (3)$$

Во многих публикациях показатели степени в соотношениях (1) – (3) чаще всего близки к 1, а коэффициенты α , β и χ изменяются в широких пределах. Так, по данным [Sherman et al., 1983], χ изменяется в диапазоне от 0.02 до 0.10, соответственно, для трансрегиональных и локальных разломов, а β – от 0.01 до 0.08 при вероятном значении $\beta = 0.03$. По данным [Hull et al., 1988], $\alpha \approx 0.016$ для магистральных зон катаклического типа и $\alpha \approx 0.48$ – для милонитов. При этом некоторыми авторами высказывались существенные сомнения о пригодности соотношений типа (1) – (3), основанные, прежде всего, на очень большом разбросе экспериментальных данных [Blenkinsop, 1989; Evans, 1990].

Близость показателей степени в выражениях (1) – (3) к единице означает выполнение соотношений подобия для процесса разломообразования – все линейные размеры связаны прямой пропорциональностью. В работах В.Н. Опарина даже предложен некий «геомеханический инвариант» – универсальная константа $\theta \approx 0.5 \cdot 10^{-2}$, равная отношению размера нарушения сплошности поперек простирания к «диаметру блока соответствующего иерархического уровня» [Kurlenya, Oparin, 1999].

Есть, однако, основания полагать, что масштабирование и структурных, и механических параметров нарушений сплошности имеет более сложный характер. При построении структурных соотношений следует аккуратно подходить к отбору используемого материала, поскольку параметры нарушений сплошности помимо масштаба зависят от множества факторов. Эта проблема может быть особенно острой, когда объединяются ряды данных из областей с разными литологическими и тектоническими условиями.

Хотя структурная схема строения разломной зоны является общепринятой [Rats, Chernyshev, 1970; Sibson, 2003], размер разломной зоны в направлении поперек простирания является весьма неопределенной величиной. Различия в данных, полученных по визуальным наблюдениям и по результатам геофизических исследований, часто весьма велики и могут достигать десятков раз [Kocharyan, Spivak, 2003].

В центральной части разломной зоны располагается одна или несколько «центральных или магистральных зон» (Fault core) – участков локализации деформаций, выполненных обычно глиной трения или ультрака-

таклазитом. Ширина участков локализации деформаций довольно мала и для сейсмогенных разломов составляет величину от нескольких сантиметров до первых метров. Даже для мегаземлетрясения Тохоку 2011 г., $M=9.2$, поперечный размер участка локализации косейсмического перемещения составил, по данным бурения, не более 5 м [Lin et al., 2013]. Внутри этих зон локализации деформаций полосы интенсивного измельчения зерен определяют зону магистрального сместителя (*Principal slip zone*), толщина которой составляет всего лишь 1–10 см [Sibson, 2003; Chester F.M., Chester J.S., 1998]. На периферии разлома находится зона влияния (*damage zone*) толщиной от метров до сотен метров, ассоциирующаяся обычно с зоной повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотности трещин. Предложено понятие «сейсмогенной» ширины разломной зоны – области, в которой сосредоточена основная часть очагов землетрясений, приуроченных к рассматриваемой структурной единице [Kocharyan et al., 2010; Kocharyan et al., 2011].

Рост разлома на начальной стадии развития происходит, как правило, на уже существующих в массиве плоскостях ослабления. Как считают многие авторы [Sherman et al., 1983; Seminskiy, 2003; Walsh, Watterson, 1988; Walsh et al., 2002; Childs et al., 2009], более крупные разломы часто являются результатом роста и объединения более мелких структур. Понятно, что такой способ формирования крупных разломных зон будет влиять на масштабные соотношения. Например, при коалесценции двух мелких нарушений результирующая длина может быть заметно больше по отношению к другим линейным параметрам, чем если бы разлом рос как отдельная структура. В ходе дальнейшей эволюции рост кумулятивного смещения может привести к опережающему темпу увеличения эффективной ширины зоны влияния.

Из результатов модельных экспериментов и натуральных наблюдений [Sherman et al., 1983, Kuksenko, 1986; Seminskiy, 2003; Walsh et al., 2002] следует, что объединенные сегменты начинают доминировать при дальнейшем деформировании, т.е. деформация локализуется именно на этих участках, а активность на более мелких структурах затухает. Этот эффект отчасти объясняет большой разброс данных на зависимостях типа (1) – (3).

Зона нарушенного материала в окрестности разлома образуется уже на начальной стадии его формирования (стадия «распространения носика трещины») и, согласно теории износа [Scholz, 1990], постепенно увеличивается по мере увеличения амплитуды бортов. При этом ряд проведенных исследований показывает, что на некотором этапе эволюции скорость увеличения размера нарушенной зоны заметно замедляется [Kocharyan et al., 2010; Mitchell, Faulkner, 2009], что связано с разрушением неоднородностей определенного иерархического уровня. Механическим аналогом этой стадии развития нарушения является переход к стадии

«остаточной прочности», который наблюдается в лабораторных экспериментах [Kocharyan, Spivak, 2003], а для разломных зон описан К.Ж. Семинским [Seminskiy, 2003].

Разломы, достигшие этой стадии развития, можно назвать «сформировавшимися» (*mature faults*) [Kocharyan et al., 2010; Savage, Brodsky, 2011]. В работе [Kocharyan et al., 2010] предложено условие, которое должно выполняться для сформировавшихся разломов:

$$D > 0.05L^{2/3}, \quad (4)$$

где длина разлома L и кумулятивная величина перемещения по разлому L выражены в метрах.

На рис. 1 приведена построенная по результатам нескольких исследований зависимость максимального смещения по разлому от его длины. Можно видеть, что достаточно четко выделяются два интервала. В первый входят трещины и разломы небольшой длины – $L < \sim 1000$ м. В этом интервале амплитуда перемещения примерно пропорциональна длине нарушения сплошности. Наилучшее приближение данных методом наименьших квадратов (коэффициент корреляции $R=0.83$) дает соотношение:

$$D = 0.02 \cdot L^{0.93}. \quad (5)$$

При этом можно предположить, что в этом интервале длин разломы нельзя считать сформировавшимися. Об этом свидетельствует то, что для большей части данных в этом диапазоне не выполняется условие (4). Соотношение (4) показано на рис. 1 синей линией. Во втором интервале – $L > \sim 1000$ м – практически все данные находятся в диапазоне для сформировавшихся разломов, а наилучшее приближение ($R=0.91$):

$$D = 0.0003 \cdot L^{1.45}. \quad (6)$$

Анализ данных исследований, содержащих сведения об эффективной ширине разломных зон, также приводит к выводу об изменении масштабных соотношений при переходе к сформировавшимся разломным зонам [Kocharyan et al., 2010].

Судя по результатам, опубликованным в 1990–2010 гг., на зависимости $W(L)$ отчетливо выделяются два участка. При небольших смещениях ($D < 10$ м) наилучшее приближение ($R=0.66$) дает соотношение:

$$W = 2.18 \cdot D^{0.68}. \quad (7)$$

Для разломов со смещением берегов свыше 10 м скорость увеличения мощности зоны влияния существенно ниже и при значительном разбросе данных ($R=0.30$) описывается соотношением:

$$W = 8.94 \cdot D^{0.29}. \quad (8)$$

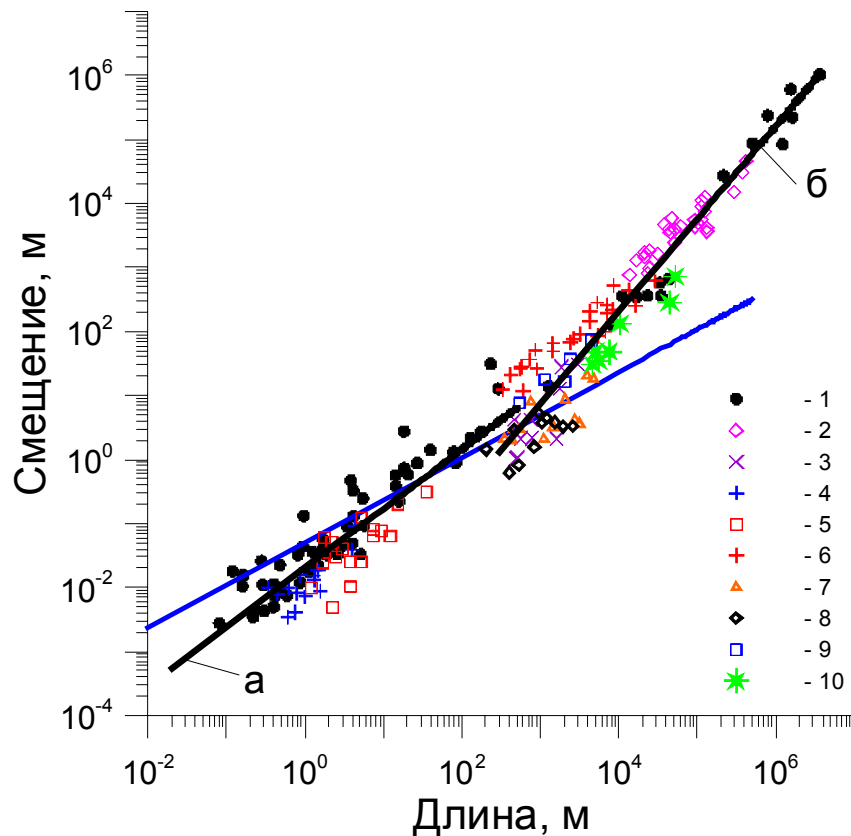


Рис. 1. Зависимость максимального смещения по разлому от его длины.

1 – [Ruzhich, Sherman, 1978]; 2 – [Elliott, 1976]; 3 – [Krantz, 1988]; 4 – [Muraoka, Kamata, 1983]; 5 – [Peacock, Sanderson, 1991]; 6 – [Villemain et al., 1995]; 7 – [Walsh, Watterson, 1987]; 8–10 – [Watterson, 1986]. Синяя линия – соотношение (4); черные линии – наилучшее приближение данных в диапазоне $L < 500$ м (а) и $L > 500$ м (б). В первом интервале для значительной части данных не выполняется условие (4), т.е. разломы нельзя считать сформировавшимися.

Fig. 1. Maximum displacement along faults versus fault length.

1 – [Ruzhich, Sherman, 1978]; 2 – [Elliott, 1976]; 3 – [Krantz, 1988]; 4 – [Muraoka, Kamata, 1983]; 5 – [Peacock, Sanderson, 1991]; 6 – [Villemain et al., 1995]; 7 – [Walsh, Watterson, 1987]; 8–10 – [Watterson, 1986]. Blue line – ratio (4); black lines – the best approximation of data for $L < 500$ m (a) and $L > 500$ m (б). For $L < 500$ m, the majority of the data do not follow condition (1), i.e. the faults cannot be considered completely formed.

Такое поведение соответствует развитым в механике материалов моделям износа поверхностей [Scholz, 1990], а также результатам численного моделирования формирования разрушенной зоны при сдвиге шероховатых поверхностей [Kocharyan et al., 2010]. Важно подчеркнуть, что независимые ряды данных, приведенные на рис. 1 и рис. 2, показывают примерно одну и ту же границу, на которой происходит переход от одних масштабных соотношений к другим. Эта граница соответствует накопленному перемещению в первые десятки метров и, соответственно, длинам разломов порядка 1 км.

Из зависимостей (5) – (8) получаем соотношения, связывающие ширину зоны влияния с длиной разлома:

$$W = \begin{cases} 0.15L^{0.63}, & L \sim 1000 \text{ м}, \\ 0.85L^{0.42}, & L \gg 1000 \text{ м} \end{cases}, \quad (9)$$

которые показаны на рис. 3. Под шириной зоны влияния здесь следует понимать ширину участка с повышенной, по сравнению с фоновой, степенью трещиноватости.

Проведенный анализ показывает, что соотношения между структурными характеристиками разломных зон (длина, ширина, кумулятивное смещение) описываются нелинейными степенными зависимостями, причем эти зависимости разные для развивающихся и сформировавшихся разломных зон.

Перейдем теперь к масштабированию механических характеристик блочно-иерархической среды. Хорошо известно, что такие параметры, как скорость распространения упругих волн, прочность материала, упругие модули и т.д., в определенной степени зависят от масштаба задачи. Так, при увеличении базы измерений в массиве кварцитов с 10 см до 500 м, скорость распространения поперечных волн снизилась с 3300 до

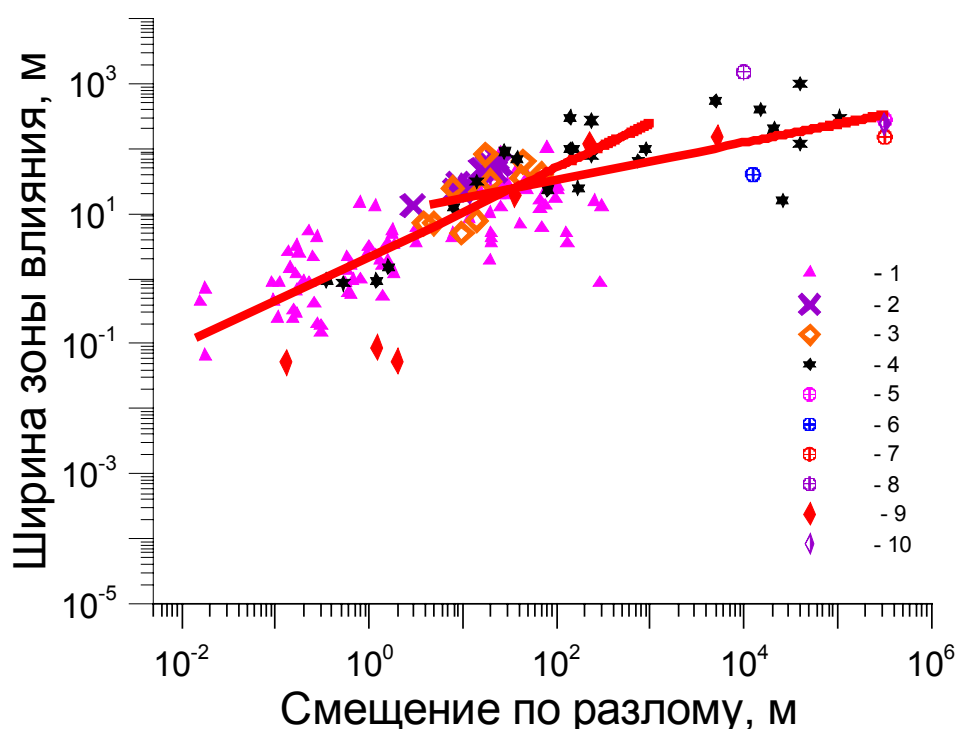


Рис. 2. Зависимость ширины зоны влияния от амплитуды перемещения по разлому.

1 – [Beach et al., 1999]; 2 – [Shipton, Cowie, 2001]; 3 – [Fossen, Hesthammer, 2000]; 4 – [Savage, Brodsky, 2011]; 5 – [Bradbury et al., 2007]; 6 – [Heermance et al., 2003]; 7 – [Li et al., 2004]; 8 – [Cochran et al., 2009]; 9 – [Mitchell, Faulkner, 2009]; 10 – [Zoback et al., 2008]. В области больших амплитуд перемещений в сформировавшихся разломных зонах их ширина растет существенно медленнее, чем при небольших перемещениях.

Fig. 2. Width of fault impact zones versus amplitude of displacement along faults.

1 – [Beach et al., 1999]; 2 – [Shipton, Cowie, 2001]; 3 – [Fossen, Hesthammer, 2000]; 4 – [Savage, Brodsky, 2011]; 5 – [Bradbury et al., 2007]; 6 – [Heermance et al., 2003]; 7 – [Li et al., 2004]; 8 – [Cochran et al., 2009]; 9 – [Mitchell, Faulkner, 2009]; 10 – [Zoback et al., 2008]. In areas wherein displacement amplitudes are large in the completely formed fault zones, widths of such zones increase significantly slower than in case of small displacements.

2600 м/с, а соответствующее значение модуля сдвига в 1.6 раза [Besedina et al., 2013]. Однако этот эффект существенен на относительно малых глубинах до 1–2 км, где литостатическое давление не слишком велико. Его необходимо учитывать при анализе антропогенных процессов, таких, как шахтная сейсмичность или сейсмичность, наведенная заполнением водохранилищ.

Можно полагать, что на глубинах, характерных для природной сейсмичности, механические характеристики геоматериала блоков в первом приближении остаются неизменными. При проведении оценок за характерное значение модуля сдвига материала обычно принимают величину $\mu \approx 2 \cdot 5 \cdot 10^{10}$ МПа [Kanamori, Brodsky, 2004].

Более сложная картина возникает при рассмотрении масштабных соотношений относительно межблоковых промежутков. Исследования, проведенные в последние два десятилетия, позволили оценить интегральные механические характеристики тектонических трещин и разломных зон в условиях естественного за-

легания [Kostyuchenko et al., 2002; Kocharyan et al., 2010]. Такие величины, как нормальный E и сдвиговой G модули деформации нарушения, которые с успехом используются, например, при численном моделировании геодинамических процессов [Nazarova et al., 2010], имеют очевидный недостаток. При их использовании требуется вводить такой параметр, как эффективная «толщина» трещины или разлома. Как мы видели выше, этот параметр является в значительной степени неопределенным как для тонких трещин, так и для протяженных разломных зон. В то же время, в соответствии с (9), поперечный размер нарушений сплошности составляет всего лишь доли процента от их длины. Это позволяет рассматривать их в первом приближении как плоские протяженные образования. В связи с этим оказалось удобным характеризовать деформационные свойства нарушений сплошности не модулем деформации геоматериала, а нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткостями:

$$k_n = d\sigma_n / dW_n, \quad k_s = d\tau / dW_s \quad (10)$$

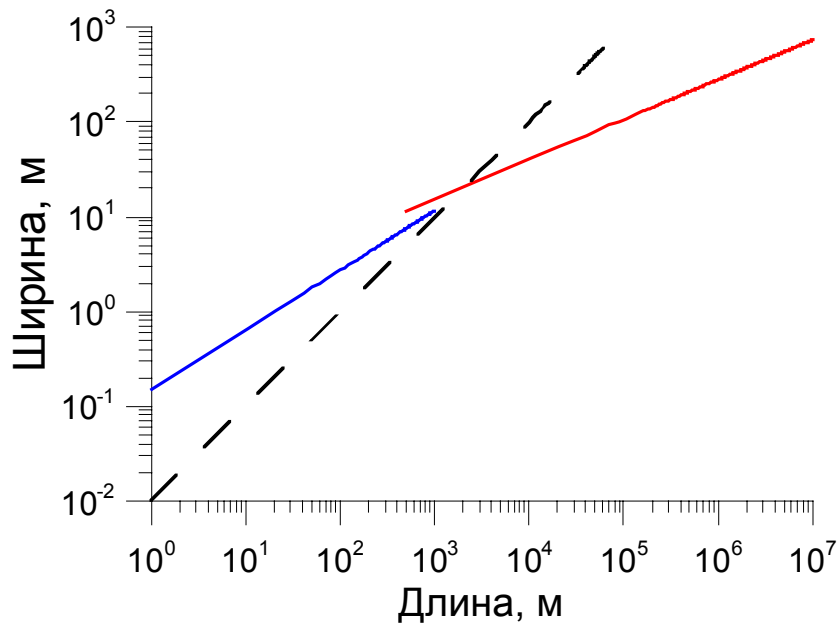


Рис. 3. Зависимость ширины зоны влияния разлома от его длины.

Пунктиром для ориентира приведена зависимость $W=0.01L$ (уравнение 3).

Fig. 3. Width of fault impact zones versus fault length.

Coloured lines – ratio (3). Dotted line – ratio $W=0.01L$ shown for reference.

где σ_n и τ_n – нормальные и сдвиговые эффективные напряжения, действующие в окрестности разрыва, а W_n и W_s – относительное нормальное и сдвиговое перемещение его берегов.

Если модули деформации $E = \partial \sigma_n / \partial \varepsilon$; $G = \partial \tau / \partial \gamma$ определяют наклон графика зависимости напряжение – относительная деформация, то жесткости в соответствии с (10) согласуются с наклоном графика зависимости напряжение – межблоковое перемещение или напряжение – абсолютная деформация.

Поскольку в литературе существует определенная путаница при использовании термина «жесткость разлома» (*fault stiffness*), остановимся на этом вопросе подробнее.

Некоторые авторы работ (например [Kostrov, Das, 1986]) в расчетах используют линейное приближение для оценки жесткости разлома, определяя ее как отношение осредненных по толщине напряжений к среднему перемещению по разлому $k = \frac{\bar{\tau}}{\bar{\delta}}$. Х. Канамори [Kanamori, Brodsky, 2004] и К. Шольц [Scholz, 1998] определяют жесткость разлома в виде отношения:

$$K = \chi \frac{\mu}{L_c}, \quad (11)$$

где $\chi \approx 1$ – коэффициент формы, а L_c – некий характерный размер зоны нуклеации (*Nucleation zone*), которая обычно ассоциируется с некоторым контактным

пятном или «зацепом» (*asperities*). Оценки характерного размера L_c для разломных зон изменяются в очень широких пределах – от сантиметров [Kanamori, Brodsky, 2004] до километра [Scholz, 1998]. Использование современных моделей трения дает величину $L_c \sim 1$ м [Lapusta, Rice, 2003]. Определение (11) следует из идеализированного представления разлома в виде бесконечно тонкого контакта и является, с нашей точки зрения, не очень удачным. Так, например, оценка по (11) дает $K \approx \frac{\mu}{L_c} \sim \frac{5 \cdot 10^{10} \text{ Па}}{1 \text{ м}} \sim 5 \cdot 10^{10} \frac{\text{Па}}{\text{м}}$, что находится в

явном противоречии с экспериментальными данными [Kostyuchenko et al., 2002]. Кроме того, пока совершенно неясны закономерности изменения параметра L_c , а соответственно и жесткости (11) с масштабом.

Для пояснения смысла введения жесткости разлома в виде (10) рассмотрим участок среды, содержащий нарушение сплошности. Несложно показать, что эффективный упругий модуль рассматриваемой области будет определяться выражением:

$$\frac{1}{\mu_{эф}} = \frac{1}{(W + L_c)} \left(\frac{W}{\mu_f} + \frac{L_c}{\mu} \right) \approx \frac{1}{L_c} \left(\frac{W}{\mu_f} + \frac{L_c}{\mu} \right),$$

где L_c – расстояние между разломами рассматриваемого иерархического уровня, W – эффективная толщина нарушения, $W \ll L_c$, а μ_f и μ – упругие модули разломной зоны и вмещающей породы.

В это выражение входят трудноопределимые значения эффективной толщины разломной зоны l и ее модуля μ_f . Введение жесткости трещины в виде (10) позволяет записать в линейном приближении

$$k_s = \mu_f / W \text{ или } \frac{1}{\mu_{\text{эф}}} = \frac{1}{L_c} \left(\frac{1}{k_s} + \frac{L}{\mu} \right), \text{ т.е. выразить эффек-}$$

тивные характеристики среды в целом через упругие модули материала и жесткости нарушений сплошности. Отметим, что жесткости являются более чувствительными характеристиками, чем скорости распространения упругих колебаний. Во-первых, жесткость, как и упругие модули, пропорциональна квадрату скорости, т.е. ее вариации оказываются более значимыми. Кроме того, при локализации деформационного процесса в узкой области характеристики материала, заполняющего разлом, в том числе и средняя скорость распространения волн в разломной зоне, могут оставаться практически неизменными. В то же время деформационные характеристики разломной зоны могут заметно измениться, что неизбежно отразится на интегральной жесткости разломной зоны. Примером служит, например, образование очень тонкой локальной трещины. Пожалуй, единственной возможностью для определения «*in situ*» механических свойств разломных зон является использование сейсмических данных. Повышение интереса к строению и свойствам разломных зон привело к созданию новых методов, позволяющих исследовать именно зоны разломов.

Один из таких методов был предложен в начале 90-х годов и успешно использован на нескольких крупных разломных зонах США и Японии [Ben-Zion, Aki 1990; Li et al., 1990; и др.]. Метод основан на анализе параметров каналов волн, распространяющихся вдоль разломной зоны в тех случаях, когда сейсмический источник расположен внутри разломной зоны. Эти волны возникают благодаря многократным отражениям на границе между низкоскоростной областью внутри разломной зоны и высокоскоростными блоками вмещающего массива и обладают сильной дисперсией. Низкоскоростные пакеты каналов волн значительно отстают от прямых объемных волн и могут быть выделены на сейсмограмме. Эффективная ширина низкоскоростного волнового пакета может быть оценена в первом приближении просто из спектрального состава этих пакетов, а скорость распространения колебаний – из времени задержки низкоскоростных вступлений.

Одна из проблем применения этого метода – расширение низкоскоростной зоны вблизи поверхности. Если на глубине разломные зоны могут быть узкими, почти плоскими структурами, благоприятными для генерации и распространения каналов волн, то ветвление разломной зоны вблизи поверхности резко расширяет низкоскоростную зону, способствуя рассеянию низкоскоростной канальной волны, и создает трудности в выделении и идентификации медленных фаз.

В качестве источников канальных волн используются как скважинные взрывы зарядов ВВ, так и мелкие землетрясения, очаги которых располагаются внутри разломной зоны. Использование канальных волн позволяет оценить характерную ширину, а в отдельных случаях и структуру разломной зоны. Однако механические свойства разломных зон описываются при этом чересчур упрощенно. Модели разломов, построенные по результатам подобных исследований, представляют собой слой с параллельными границами, которому приписана некоторая, определенная из эксперимента, скорость распространения упругих волн [Li et al., 1990]. Иногда такие модели учитывают и изменение скорости распространения волн с глубиной [Li et al., 2000].

Другой метод, разработанный примерно в это же время в Институте динамики геосфер РАН, основывается на анализе изменения динамических характеристик сейсмических волн при их взаимодействии с нарушениями сплошности массива горных пород. Не обладая высоким пространственным разрешением, такой подход позволяет исследовать зависимость жесткости разлома от амплитуды деформации, и даже, при надлежащем обеспечении измерений, построить реологическую кривую напряжение – деформация для разломной зоны. Основы метода и некоторые результаты измерений приведены в многочисленных публикациях, например [Kostyuchenko et al., 2002; Kocharyan, Spivak, 2003; Kocharyan et al., 2010; и др.]. Измерения проводились в разных геолого-тектонических условиях – на Балтийском щите, в Байкальской рифтовой зоне, в Семипалатинской области, в Хибинах, на Урале, на Восточно-Европейской платформе, в Средней Азии и т.д.

Результаты измерений нормальной жесткости трещин и разломов разных иерархических уровней показаны на рис. 4 крестами. Каждый значок представляет собой усреднение нескольких измерений, проведенных, как правило, на разных объектах.

Линиями на графике показаны зависимости:

$$k_n = \begin{cases} (9.7) \cdot 10^{12} L^{-1.44} \text{ Па/м,} & L < 500 - 1000 \text{ м,} \\ (1.4) \cdot 10^{10} L^{-0.41} \text{ Па/м,} & L > 500 - 1000 \text{ м,} \end{cases} \quad (12)$$

описывающие экспериментальные данные с коэффициентом корреляции, соответственно, $R=0.95$ и $R=0.98$. В (12) жесткость k измеряется в Па/м, а длина разлома L в метрах.

Для построения зависимости сдвиговой жесткости от масштаба нарушения воспользуемся данными, полученными нами на трещинах и разломах небольшого масштаба (синие значки на рис. 5), и опубликованными результатами обследований разломных зон методом канальных волн. В последнем случае значения сдвиговой жесткости рассчитывались по простейшему

соотношению $k_s = \frac{\rho \cdot C_s^2}{W}$, где W – ширина низкоскоростной зоны. Необходимо подчеркнуть, что

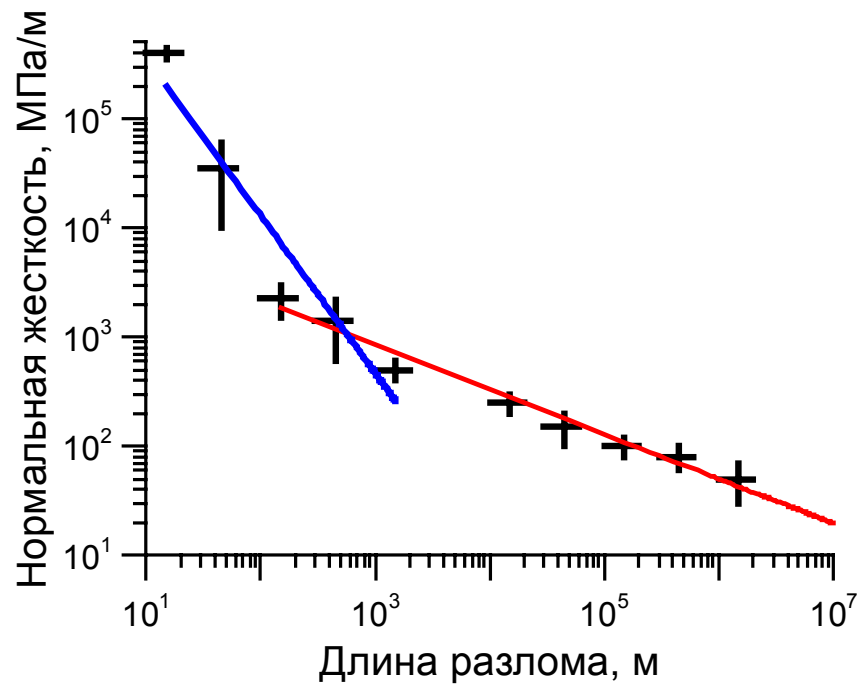


Рис. 4. Изменение величины нормальной жесткости разлома с масштабом.

Вертикальные и горизонтальные линии – разброс измеренных значений для каждого иерархического уровня. Линии – зависимости (12).

Fig. 4. Normal rigidity of faults versus scale.

Vertical and horizontal lines show a scatter of measured values of each hierarchic level. Lines – functions (12).

существует довольно значительная неопределенность в интерпретации этих данных. Значения толщины низкоскоростного слоя и скорости распространения волн в методе каналовых волн получаются путем подгонки результатов численного моделирования до наилучшего соответствия результатам эксперимента. Понятно, что в большинстве случаев из-за ограниченного количества данных получаемые оценки неоднозначны. Кроме того, высказано мнение, что большинство данных, полученных путем обработки параметров каналовых волн, касаются лишь глубин до 3.5–4.0 км, в то время как на больших глубинах низкоскоростной слой менее выражен, а результаты интерпретации искажены наличием нарушенной области в верхней части разломных зон [Ben-Zion et al., 2007], что требует изложенное рассматривать лишь в качестве ориентира.

Следует также иметь в виду, что на скорость распространения каналовых волн не оказывают влияния тонкие слои еще более мягкого материала, которые неизменно встречаются в разломных зонах. Так, скважина SAFOD вскрыла несколько тонких низкоскоростных пропластков, вероятно зон скольжения, в которых скорость поперечных волн по данным каротажа снижается до 1.6 км/с, а пористость достигает 20 % [Jeppson et al., 2010]. Эти слои катакластического глиноносодержащего материала могут заметно снизить интегральную сдвиговую жесткость разломной зоны по

сравнению с рассчитанными значениями.

Действительно, справедливо соотношение [Kocharyan, Spivak, 2003]:

$$\frac{1}{k_s} = \frac{1}{k_{fz}} + \frac{n}{k_g}, \quad (13)$$

где k_s – сдвиговая жесткость разломной зоны, n – количество тонких зон скольжения, k_{fz} – жесткость зоны влияния, k_g – жесткость зон скольжения. Полагая, что $k_g \approx 500 - 700$ МПа/м, а $k_{fz} \sim 50 - 80$ МПа/м, нетрудно видеть, что несколько тонких зон снижают жесткость разломной зоны на 25–30 %. Сниженные на 30 % значения жесткости показаны на рис. 5 черными значками. Линиями на графике приведены зависимости:

$$k_s = \begin{cases} (1.5) \cdot 10^{11} L^{-1} \text{ Па/м, } L < 500 - 1000 \text{ м,} & (14a), \\ (1.9) \cdot 10^9 L^{-0.32} \text{ Па/м, } L > 500 - 1000 \text{ м,} & (14b) \end{cases}$$

описывающие экспериментальные данные с коэффициентом корреляции, соответственно, $R=0.87$ и $R=0.85$.

Таким образом, как и в случае с геометрическими характеристиками разломных зон, отчетливо проявляются два участка, на которых наблюдаются совершенно разные закономерности изменения механических

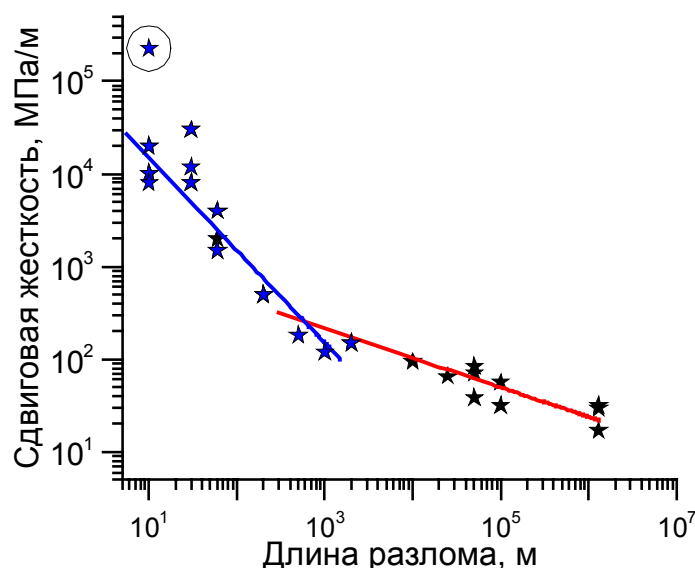


Рис. 5. Изменение величины сдвиговой жесткости с масштабом.

Синие значки – данные получены методом сейсмического просвечивания. Точка, обведенная кругом, не использовалась при построении регрессионной зависимости. Черные значки – данные получены методом каналовых волн в работах [Li et al., 1990, 2000; Ben-Zion et al., 2003; Mizuno, Nishigami, 2006; Jahnke et al., 2002].

Fig. 5. Shear rigidity versus scale.

Blue – seismic sounding data. The regression equation does not include the circled dot. Black – channel wave data from [Li et al., 1990, 2000; Ben-Zion et al., 2003; Mizuno, Nishigami, 2006; Jahnke et al., 2002].

характеристик разломов с масштабом. При этом изменение происходит примерно в том же диапазоне масштабов, что и при разломообразовании.

3. ПОДОБИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ОЧАГОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Одним из ключевых вопросов сейсмологии является вопрос о том, как соотносятся параметры землетрясений разного масштаба. Ответ определяет возможность использования многочисленных экспериментальных данных, полученных при мелких и средних событиях для прогноза таких параметров более крупных и разрушительных землетрясений, как характерные размеры очага, скорость распространения разрыва V_r , время развития процесса, рекуррентное время между последовательными событиями и т.д. Исследование масштабных соотношений включает сравнение статических и динамических параметров очага для событий разного масштаба.

Скалярный сейсмический момент M_0 :

$$M_0 = \mu \cdot \Delta U \cdot S, \quad (15)$$

где μ – модуль сдвига породы в очаге, S – площадь очага, ΔU – смещение по разрыву, является квазистатической мерой масштаба землетрясения в том смыс-

ле, что величина M_0 не зависит от деталей развития процесса в очаге. Ясно, что «нормальное» землетрясение со скоростью распространения разрыва, близкой к скорости распространения поперечных волн, и так называемое «тихое», или «медленное», событие, при котором скорость распространения разрыва составляет десятки метров в секунду и менее, могут иметь один и тот же сейсмический момент при совершенно несопоставимой энергии излученных колебаний [Kocharyan et al., 2013]. Отсюда наряду с сейсмическим моментом следует рассматривать второй независимо определяемый параметр – сейсмическую энергию E_s , т.е. часть энергии деформирования, излученную в виде сейсмических колебаний. Этот параметр, в отличие от M_0 , определяется именно динамикой развития разрыва и является динамической мерой масштаба землетрясения. Излученная энергия и сейсмический момент являются, пожалуй, ключевыми независимыми параметрами, регистрируемыми инструментально.

В качестве характеристики, применяемой для сопоставления событий различного масштаба, часто используется отношение $e = E_s / M_0$ (приведенная сейсмическая энергия) или кажущееся напряжение:

$$\sigma_a = \mu \cdot \frac{E_s}{M_0}. \quad (16)$$

Нетрудно видеть, что сейсмическая энергия выра-

жается из (15) и (16) как

$$E_s = \sigma_a \cdot \Delta U \cdot S, \quad (17)$$

откуда понятен физический смысл термина «кажущееся напряжение». Если сейсмическая энергия есть доля полной энергии деформации, излучаемая в виде упругой волны, то σ_a есть некоторая условная часть напряжений на разломе, работа которой не расходуется на разрушение или тепловые потери.

Хотя и смещение берегов ΔU и напряжение в окрестности разлома являются, вообще говоря, сложными функциями пространства и времени, часто полагают, что усредненное по всей площади плоскости разлома S значение напряжений, касательных к плоскости разлома, изменяется скачком от начальной величины σ_0 , до конечной σ_1 , так что

$$\overline{\Delta\sigma_s} = \frac{1}{S} \int_S \Delta\sigma_s dS = \frac{1}{S} \int_S (\sigma_0 - \sigma_1) dS. \quad (18)$$

Из известного решения задачи о дислокации в упругой среде [Keilis-Borok, 1959] следует, что скачок напряжений $\Delta\sigma$ при смещении по круговому разрыву пропорционален амплитуде смещения и обратно пропорционален радиусу Λ нарушения сплошности. В качестве ΔU чаще всего используется величина среднего перемещения вдоль разломной плоскости. Соответственно для среднего скачка напряжений верно:

$$\overline{\Delta\sigma_s} = \xi \mu \frac{\Delta U}{\Lambda}, \quad (19)$$

где ξ – константа, зависящая от геометрии разрыва, а Λ – линейная характеристика очага.

Для небольших землетрясений (по определению К. Шольца «небольшими землетрясениями» считаются события, линейный размер области очага которых не превышает половины глубины сейсмогенного слоя [Scholz, 1982]) соотношение длины и ширины очага сохраняется. Тогда из (15) и (19) получаем в предположении постоянства величины $\overline{\Delta\sigma_s}$:

$$\frac{\Lambda_1}{\Lambda_2} = \frac{M_{0(1)}^{1/3}}{M_{0(2)}^{1/3}}, \quad (20)$$

т.е. линейные размеры нормируются на корень кубический из энергетической характеристики события, что означает геометрическое подобие процесса.

На практике часто полагают:

$$\Lambda = \sqrt{S} = \sqrt{L \cdot W}. \quad (21)$$

Соответственно, преобразуя совместно (15), (19) и

(21), получаем:

$$M_0 = \frac{1}{\xi} \Lambda S \overline{\Delta\sigma_s} \approx \frac{1}{\xi} \Lambda^3 \overline{\Delta\sigma_s} \approx \frac{1}{\xi} S^{3/2} \overline{\Delta\sigma_s}. \quad (22)$$

В настоящей работе мы обобщили и проанализировали большой массив данных, опубликованных в разные годы различными исследователями. Первый блок данных содержит сведения о длине очага землетрясений с глубиной гипоцентра не более 50 км. Мы использовали около 2000 событий в диапазоне моментных магнитуд $-3.5 \leq M_w \leq 9$.

Для крупных землетрясений длина разрыва определялась методом инверсии, по размеру облака афтершоков, из геодезических наблюдений. Для слабых землетрясений, афтершоковых последовательностей, шахтной сейсмичности радиус источника определялся по угловой частоте спектра с использованием одной из моделей типа Брюна [Brune, 1970] или Мадариаги [Madariaga, 2011]. В качестве характеристики масштаба события мы использовали исключительно величину сейсмического момента. Для крупных событий она определялась по Гарвардскому каталогу [<http://www.globalcmt.org>]. Для слабой сейсмичности использовались лишь те работы, в которых строились спектры зарегистрированных колебаний, а величина M_0 рассчитывалась по низкочастотной части спектра с учетом станционных поправок.

Собранные данные приведены на рис. 6 в виде зависимости сейсмического момента от длины очага. На рис. 6, а, показан весь ряд данных, а на рис. 6, б–г, отдельно три диапазона длин очагов. Линиями показаны регрессионные зависимости, построенные методом наименьших квадратов.

Для малых событий ($L \leq 1$ км) с моментными магнитудами, лежащими в диапазоне от -4 до $+4$ уравнение регрессии соответствует соотношению подобия (20):

$$M_0 = 9.2 \cdot 10^{14} \cdot L^{3.0} \quad (23)$$

с коэффициентом корреляции $R=0.98$.

Заметим, что соотношение (23) находится в соответствии с результатами измерения сдвиговой жесткости разломов и трещин (14), согласно которым в диапазоне длин $L \leq 1$ км жесткость обратно пропорциональна длине нарушения.

С увеличением длины скорость роста величины M_0 с масштабом несколько замедляется. В диапазоне длин разломов $1 \text{ км} < L \leq 50 \text{ км}$

$$M_0 = 2.90 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.39} \quad (24)$$

с коэффициентом корреляции $R=0.87$.

Этот результат также находится в соответствии с соотношением (14), а именно с замедлением скорости

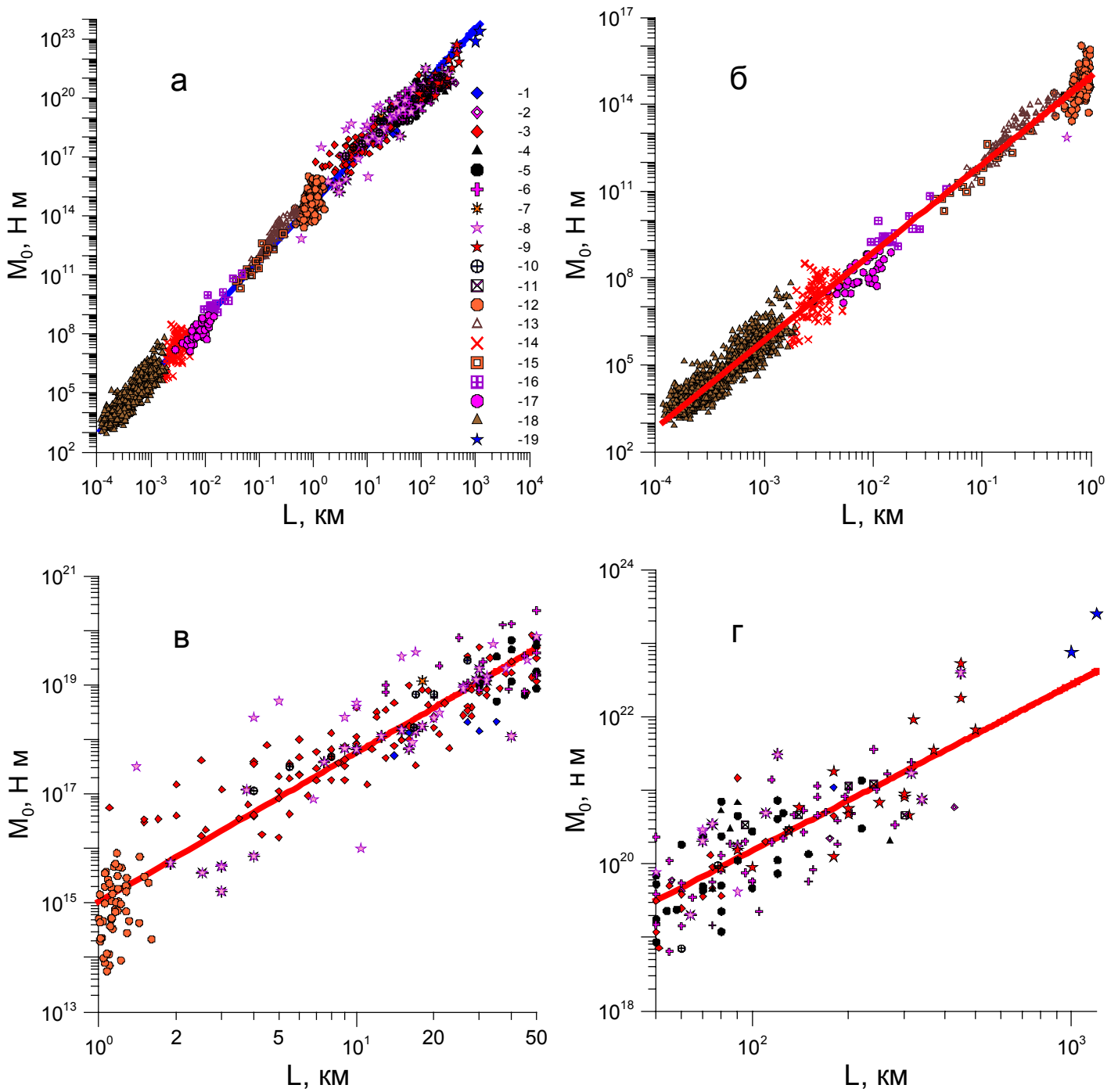


Рис. 6. Зависимость величины сейсмического момента от линейного масштаба события.

a – синей линией приведена зависимость $M_0 = 4.78 \cdot 10^{14} \cdot L^{2.94}$, описывающая весь набор данных с коэффициентом корреляции $R=0.99$; *б-г* – пояснения в тексте. 1 – [Mai, Beroza, 2000]; 2 – [Hanks, Bakun, 2008]; 3 – [Wells, Coppersmith, 1994]; 4 – [Scholz, 1982]; 5 – [Romanowicz, Ruff, 2002]; 6 – [Henry, Das, 2001]; 7 – [<http://www.seismo.ethz.ch/>]; 8 – [Manighetti et al., 2007]; 9 – [<http://earthquake.usgs.gov/>]; 10 – [Mayeda, Walter, 1996]; 11 – [Venkataraman, Kanamori, 2004]; 12 – [Dobrynina, 2011]; 13 – [Domanski, Gibowicz, 2008]; 14 – [Urbancic, Young, 1993]; 15 – [Ide et al., 2003]; 16 – [Yamada et al., 2007]; 17 – [Oye et al., 2005]; 18 – [Kwiatek et al., 2011]; 19 – [Kanamori, Anderson, 1975].

Fig. 6. Seismic moment versus linear scale of events.

a – blue line – dependence $M_0 = 4.78 \cdot 10^{14} \cdot L^{2.94}$ describing the complete set of data with correlation coefficient $R=0.99$; *б-г* – see explanations in the text. 1 – [Mai, Beroza, 2000]; 2 – [Hanks, Bakun, 2008]; 3 – [Wells, Coppersmith, 1994]; 4 – [Scholz, 1982]; 5 – [Romanowicz, Ruff, 2002]; 6 – [Henry, Das, 2001]; 7 – [<http://www.seismo.ethz.ch/>]; 8 – [Manighetti et al., 2007]; 9 – [<http://earthquake.usgs.gov/>]; 10 – [Mayeda, Walter, 1996]; 11 – [Venkataraman, Kanamori, 2004]; 12 – [Dobrynina, 2011]; 13 – [Domanski, Gibowicz, 2008]; 14 – [Urbancic, Young, 1993]; 15 – [Ide et al., 2003]; 16 – [Yamada et al., 2007]; 17 – [Oye et al., 2005]; 18 – [Kwiatek et al., 2011]; 19 – [Kanamori, Anderson, 1975].

снижения жесткости сформировавшихся разломов с масштабом, по сравнению с несформировавшимися нарушениями. В самом деле, вновь предполагая постоянство скачка напряжений $\overline{\Delta\sigma_s}$, получаем, используя (14) и (15), что $\Delta U \sim \frac{\Delta\sigma_s}{k_s} \sim L^{0.32}$, а $M_0 \sim L^{2.32}$.

Наконец, для крупных землетрясений с разломами длиной $L > 50$ км получаем еще более пологую кривую:

$$M_0 = 4.57 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.26} \quad (25)$$

с коэффициентом корреляции $R=0.63$.

Анализ причин, приводящих к подобному эффекту у крупных событий, впервые был выполнен К. Шольцем [Scholz, 1982]. Дело в том, что для «больших» землетрясений (линейный размер источника превышает глубину сейсмогенного слоя h_0) соотношение L/W сильно отличается от единицы и может изменяться в широких пределах. Так, например, известное землетрясение $M=7.8$ 1906 г. в Сан-Франциско имело длину разрыва 432 км, ширину – всего лишь 12–15 км, а при Гоби-Алтайском землетрясении $M=8.1$ 1964 г. длина разлома составила 300 км, а ширина достигала 20 км [Wells, Coppersmith, 1994], что отражает нарушение масштабного соотношения $M_0 \sim L^3$ для крупных событий.

Использование решения упругой задачи (19) для длинного разрыва совместно с (15) приводит к соотношению:

$$M_0 = \frac{\Delta\sigma}{C} L \cdot W^2. \quad (26)$$

Поскольку для «больших» землетрясений $W \sim h_0 = \text{const}$, получаем масштабное соотношение:

$$M_0 \sim L \quad (27)$$

или, поскольку площадь разрыва в данном случае увеличивается пропорционально длине, $M_0 \sim S$.

Анализ результатов наблюдений демонстрирует, однако, что в отличие от упругого решения (19), смещение по разрыву для больших землетрясений пропорционально не ширине, а длине разлома [Scholz, 1982], что соответствует и масштабным соотношениям для кумулятивного смещения по разломам типа (5), (6).

Соответственно, полагая, что $\Delta U = kL$, имеем:

$$M_0 = \mu k \cdot L^2 \cdot W, \quad (28)$$

или

$$M_0 \sim L^2. \quad (29)$$

Таким образом, закон соответствия момента землетрясения и линейных размеров очага оказывается различным для событий разного масштаба.

Подчеркнем, что при проведении анализа мы не делали различий между данными, полученными при землетрясениях с разными механизмами – сдвигами, сбросами и т.д., хотя отдаем себе отчет в том, что тектоническая обстановка оказывает существенное влияние на соотношения между параметрами. Так, например, по данным [Papazachos et al., 2004] для землетрясений с $M \sim 6$ длины разрывов примерно одинаковы для всех типов очагов. При $M \sim 8$ длина разрыва при сдвиге уже вдвое превышает соответствующую величину для сброса. Похожие результаты в этом же диапазоне магнитуд можно найти в работах [Scholz, 1994; Steinberg, 1983]. Задачей настоящей работы является исследование тенденций как можно в более широком диапазоне масштабов. Учет механизмов существенно усложнил бы работу, а упомянутые различия, очевидно, лежат внутри разброса данных, которые мы использовали (рис. 6).

4. ВРЕМЯ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Обратимся теперь к вопросу о масштабировании времени подготовки землетрясения. Многие годы сведения о процессах заживления разломов и трещин базировались только на данных полевой геологии, что и определило применение этого термина почти исключительно к процессам длительного восстановления сплошности массива горных пород [Ruzhich et al., 1990]. Однако с течением времени стали появляться экспериментальные исследования, в которых рассматривались различные аспекты этого явления – гидротермальные [Tenthorey et al., 2003; Muhuri et al., 2003] и фрикционные [Dieterich, 1978; Kocharyan et al., 2008] эффекты, а также были получены инструментальные свидетельства упрочнения разломов после землетрясений [Marone et al., 1995; Tadokoro, Ando, 2002; Vidale, Li, 2003; Li et al., 2006].

Эти работы показали, что четко выявляются быстрые изменения прочностных и деформационных характеристик нарушений сплошности – сотни – десятки тысяч минут в лабораторном эксперименте и месяцы – первые годы в полевых исследованиях. Их эффективность в значительной степени определяется скоростью деформации разломной зоны [Kocharyan et al., 2008].

Рассмотрим характерные параметры процесса заживления нарушений в массиве горных пород.

Согласно [Ruzhich et al., 1990], в тех случаях, когда процесс происходит в условиях высоких давлений и температур ($T \sim 650\text{--}1000$ °С, $P > 400$ МПа), в результате глубокого преобразования материала наблюдается практически полное восстановление прочностных свойств материала (метаморфогенное заживление). В природе характерное время этих процессов, происхо-

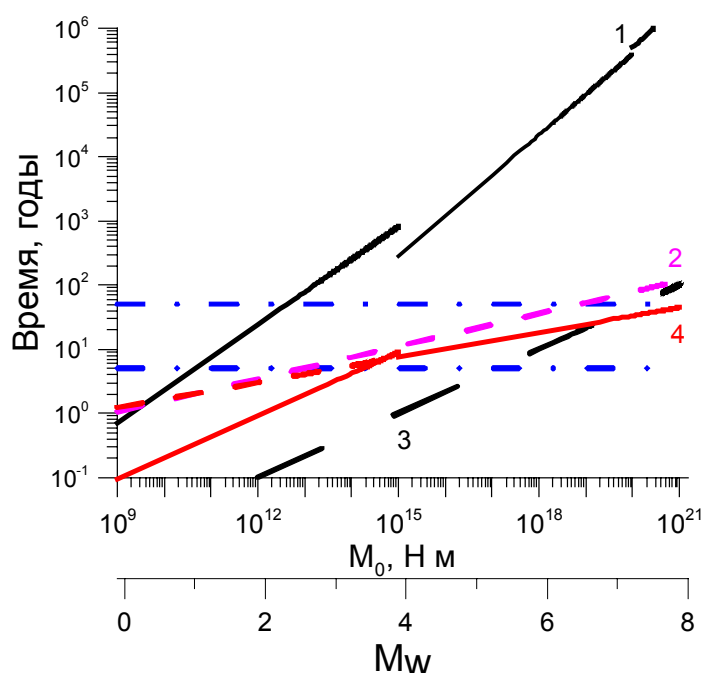


Рис. 7. Зависимость времени подготовки землетрясения от сейсмического момента.

1 – соотношение (31) – время гидротермального заживления магистральных разрывов; 2 – соотношение (34) – рекуррентное время между «повторными» событиями; 3 – соотношение (33) [Sadovsky et al., 1988]; 4 – соотношение (36). Синий штрих-пунктир – время восстановления прочности микротрещин. Здесь и далее параллельно оси абсцисс для ориентировки приведена шкала моментных магнитуд.

Fig. 7. Earthquake preparation time versus seismic moment.

1 – ratio (31) – hydrothermal healing time of main discontinuities; 2 – ratio (34) – recurrence time between 'repeated' events; 3 – ratio (33) [Sadovsky et al., 1988]; 4 – ratio (36). Blue dotted line – strength recovery time for micro fractures. Here and below the scale of moment magnitudes is shown in parallel to the X-line for reference.

дящих в нижней части континентальной коры, составляет 10^6 – 10^7 лет.

В средней и верхней части земной коры типичным механизмом заживления, по-видимому, является осаждение твердой фазы из гидротермальных растворов. Заметим, что процесс заживления может приводить как к стабилизации сейсмогенных нарушений за счет увеличения эффективной прочности, так и, напротив, к инициированию динамических событий из-за повышения давления флюида.

Этот тип заживления не приводит к полному восстановлению прочности материала. Так, в лабораторных экспериментах с образцами песчаника [Tenthorey et al., 2003] значения сдвиговой прочности образца, содержащего «залеченную» трещину, достигали величины 60–70 % прочности ненарушенного образца. Исследование микроструктуры образцов показало, что механизм восстановления прочности связан с цементацией и компактированием разрушенного материала,

а также с заполнением микротрещин в зоне разрушения. В лабораторном эксперименте пористость разрушенной зоны снизилась в процессе залечивания примерно вдвое по сравнению с состоянием после первичного разрушения (36.5 % и 19.8 %, соответственно), оставаясь при этом много выше, чем пористость образца (5 %) [Tenthorey et al., 2003].

Скорость восстановления прочности радикально зависит от пористости разрушенной зоны. При возрастании пористости образца с 5 до 7 %, значение пористости нарушенной зоны выросло с 36.5 до 47.5 %, а время восстановления прочности до 50 % первоначального значения увеличилось примерно в пять раз. Пересчет результатов модельных экспериментов на P–T условия, характерные для глубин 10–20 км, дает оценку характерного времени 50%-ного восстановления прочности микротрещин 5–50 лет [Tenthorey et al., 2003].

Сушественно более высокие значения времени залечивания получаются из эмпирической зависимости длительности залечивания разрывов от их масштабов, приведенной в работе [Ruzhich et al., 1990]:

$$\lg t(\text{год}) = 1.53 \lg L(\text{м}) - 1.68. \quad (30)$$

Используя выражения (23) – (25), связывающие длину разрыва и сейсмический момент землетрясения, получаем соотношения:

$$\lg t(\text{год}) = \begin{cases} 0.51 \lg M_0 - 4.74, & M_0 \leq 10^{15} \\ 0.63 \lg M_0 - 7, & 10^{15} < M_0 \leq 10^{20} \\ 0.67 \lg M_0 - 7.7, & 10^{20} < M_0 \end{cases} \quad (31)$$

которые показаны на рис. 7 линиями 1.

Сопоставим полученные из этих оценок значения характерного времени геотермального заживления разрывов с принятыми значениями длительности сейсмического цикла.

В работе [Sadovsky et al., 1988] приведено соотношение, связывающее время подготовки землетрясения с его сейсмической энергией:

$$\lg t = 1/3 \lg E_c - 3.5. \quad (32)$$

Используя «среднее» значение приведенной сейсмической энергии $e = E_s / M_0 \sim 2.8 \cdot 10^{-5}$, полученное ниже в настоящей статье, имеем выражение:

$$\lg t = \frac{1}{3} \lg M_0 - 5, \quad (33)$$

показанное на рис. 7 линией 3. Как видно, длительность сейсмического цикла заведомо ниже оценки характерного времени геотермального заживления крупных разрывов.

При оценке длительности сейсмического цикла ча-

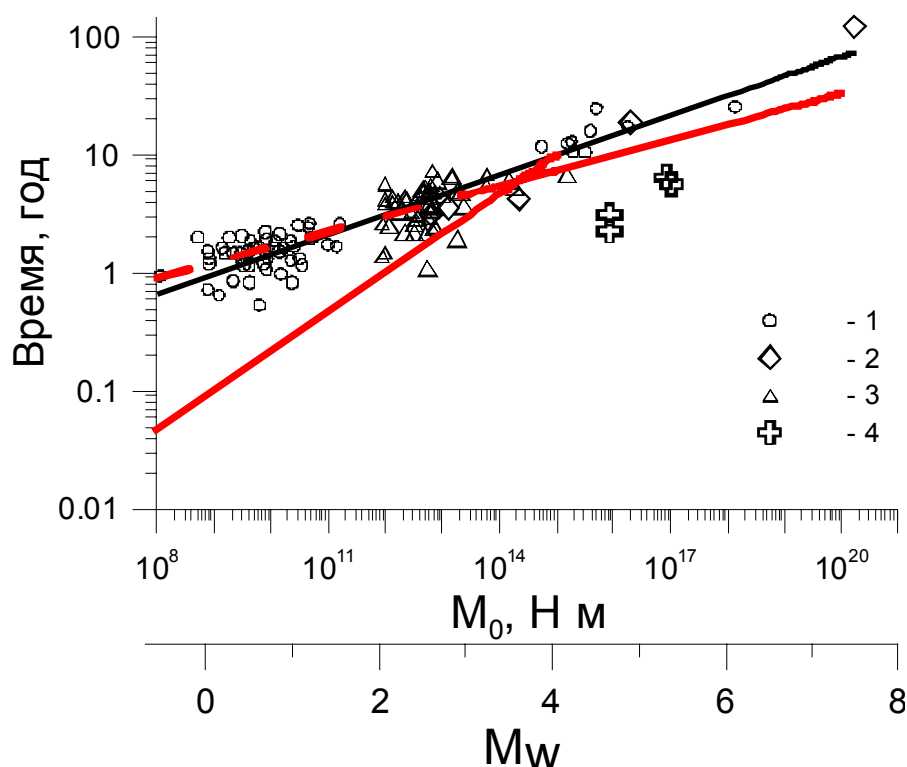


Рис. 8. Рекуррентное время для последовательностей повторных землетрясений в различных регионах в зависимости от величины сейсмического момента.

1 – Калифорния; 2 – Япония; 3 – Тайвань (1–3 по данным [Chen et al., 2007]); 4 – Прибайкалье [<http://www.seis-bykl.ru>]. Черная линия – зависимость (34), красная – (36).

Fig. 8. Recurrence time of sequences of repeated earthquakes in different regions versus seismic moment values.

1 – California; 2 – Japan; 3 – Taiwan (1–3 as per data from [Chen et al., 2007]); 4 – Pribaikalie [<http://www.seis-bykl.ru>]. Black line – equation (34); red line – equation (36).

ще всего рассматриваются последовательные землетрясения близкой магнитуды, произошедшие недалеко друг от друга, но вовсе не обязательно в одном и том же месте [Sadovsky et al., 1988]. Можно ожидать, что время длительности сейсмического цикла на фиксированном участке разломной зоны будет больше, чем расчет по соотношению (33).

В явном виде оценку длительности сейсмического цикла можно получить, используя данные о так называемых последовательностях повторных землетрясений, обнаруженных в 90-е годы прошлого века в Калифорнии [Nadeau et al., 1995]. Достигнутая в локальных сейсмических сетях исключительно высокая точность локации источников событий малой интенсивности (порядка первых десятков метров) позволила установить, что эти события представляют собой акты нарушения одного и того же участка разлома [Kocharyan, Pavlov, 2007].

В последнее время опубликованы результаты измерений параметров последовательностей повторных землетрясений в различных регионах – на нескольких разломах в Калифорнии, Турции, Японии и Тайване

[Chen et al., 2007].

Эти данные приведены значками на рис. 8 в виде зависимости времени между повторными событиями или рекуррентного времени τ от величины сейсмического момента. Поскольку величина τ должна зависеть от скорости деформации, на рис. 8 значения рекуррентного времени нормированы на величину средней скорости крипа по разлому на участке наблюдений. Здесь же приведены данные о нескольких сериях землетрясений с магнитудой 3.9–5.4, наблюдавшихся в районе Байкальской рифтовой зоны в 1994–2008 гг. События выбирались из каталога Байкальского филиала геофизической службы РАН (<http://www.seis-bykl.ru>). Афтершоковые последовательности и рои землетрясений были предварительно удалены. В «серии» включались землетрясения, координаты очага которых различаются не более чем на 0.03° . Можно видеть, что в тех случаях, когда «повторность» землетрясений надежно установлена по нескольким критериям (Калифорния, Япония, Тайвань), закономерность изменения рекуррентного времени с масштабом с удовлетворительной точностью описывается одной и

той же зависимостью:

$$\ln \tau = 0.17 \cdot \ln M_0 - 3.47, \quad (34)$$

где τ – время в годах. Зависимость (34) приведена на рис. 8 черной линией.

Данные для Байкальских землетрясений лежат заметно ниже, что вероятно, свидетельствует о том, что события в последовательностях происходили хоть и на близких, но не на совпадающих участках разлома.

Судя по оценке (31), время гидротермального заживления магистральных разрывов (линия (1) на рис. 7) настолько велико по сравнению с периодом повторяемости землетрясений – линии (2) и (3), что едва ли этот процесс может оказывать определяющее влияние на восстановление прочности сейсмогенных разломов. Иное дело восстановление прочности микротрещин. Характерное время этого процесса 5–50 лет (синий штрих-пунктир на рис. 7) сопоставимо со временем подготовки средних и крупных землетрясений, так что заживление мелких трещин в зоне влияния магистрального разрыва может оказать влияние на интегральную прочность разломной зоны.

Следует также признать, что время, получаемое из зависимости (30), может оказаться существенно завышенным, поскольку это соотношение получено из оценки длительности периода, необходимого для заполнения дилатантной зоны землетрясения твердой фазой, осажденной из гидротермальных растворов по аналогии с месторождениями жильного типа [Ruzhich et al., 1990]. Высокая степень локализации деформации в центральных зонах сейсмогенных разломов в исключительно узких областях [Kocharyan et al., 2014] означает необходимость «восстановления прочности» не всей дилатантной области, а намного более узкой зоны магистрального разрыва. Кроме того, для восстановления фрикционной прочности вовсе не требуется заполнение всех трещин. Для эффективной работы адгезионного механизма достаточно взаимодействия флюида с породой лишь в областях «реального» контакта поверхностей раздела. Собственно адгезия и есть увеличение реальной площади контакта, который, как известно, составляет всего лишь первые проценты от площади поверхности [Scholz, 1990]. О том, что адгезионный механизм достаточно эффективен, свидетельствует то, что время восстановления прочности после малых землетрясений, заметно меньше, чем время заживления микротрещиноватости. В явном виде адгезионное увеличение фрикционной прочности контакта неоднократно наблюдалось в лабораторных экспериментах [Dieterich, 1978]. Заметим, что наличие флюидов, хотя бы в виде пленок, является существенным для адгезии. Так, в экспериментах, проведенных в атмосфере сухого аргона, зависимости коэффициента трения от времени стационарного контакта выявлено не было [Scholz, 1990].

Интерпретация слабой зависимости (34) рекуррент-

ного времени от масштаба землетрясения вызывает определенные затруднения. Было предложено несколько моделей, в которых, однако, приходится прибегать к предположениям, не имеющим экспериментального подтверждения [Nadeau, Johnson, 1998].

Выполним оценки на основе соотношений, приведенных в настоящей статье. Для проведения приближенных оценок выразим величину времени подготовки события через геомеханические параметры разломной зоны – скорость деформирования разлома $\frac{\partial U}{dt}$, амплитуду накопленных в течение сейсмического цикла избыточных напряжений $\Delta \sigma$ и сдвиговую жесткость разлома k_s :

$$\tau \approx \left(\frac{dU}{dt} \right)^{-1} \frac{\Delta \sigma}{k_s}. \quad (35)$$

Выражая жесткость через масштаб нарушения, а затем через сейсмический момент при помощи соотношений (14), (23) и (24), получаем:

$$\tau(\text{год}) \approx \begin{cases} 10^{-4} M_0^{1/3}, & M_0 \leq 10^{15} \text{ Нм} \\ 8.3 \cdot 10^{-2} M_0^{0.13}, & 10^{15} < M_0 < 10^{20} \text{ Нм} \end{cases} \quad (36a)$$

$$(36b)$$

При выводе соотношений (36a, 36b) мы приняли $\Delta \sigma = 10 \text{ МПа}$, а $\frac{\partial U}{dt} = 5 \text{ мм/год}$. Последнее значение следует из анализа зависимости плотности распределения очагов землетрясений от средней скорости смещения по разлому [Kocharyan et al., 2008].

Зависимости (36a, 36b) приведены на рис. 7 и 8 сплошными красными линиями. Для событий с $M_0 > 10^{15}$ соотношение (36b) удовлетворительно описывает экспериментальные данные, а для последовательностей мелких событий экспериментальные данные лежат значительно выше, чем расчет по соотношению (36a) (рис. 8). Заметим, что аппроксимация зависимости (36b) в область малых значений момента очень хорошо совпадает с результатами измерений (красный пунктир на рис. 8). Это, вероятно, связано с тем обстоятельством, что повторные события разной магнитуды, данные о которых приведены на рис. 8, происходили на одних и тех же участках крупных разломных зон, так что жесткость этих участков разломов описывается скорее зависимостью (14b), что и приводит к выражению (36b).

Таким образом, наблюдается закономерность более медленного, чем это следует из соотношений для самоподобной среды, роста с масштабом времени подготовки землетрясения. Приведенное время восстановления прочности $\tau / M_0^{1/3}$ снижается с ростом масштаба землетрясения. Это, скорее всего, связано с нелинейной зависимостью характерной жесткости разломных зон от масштаба.

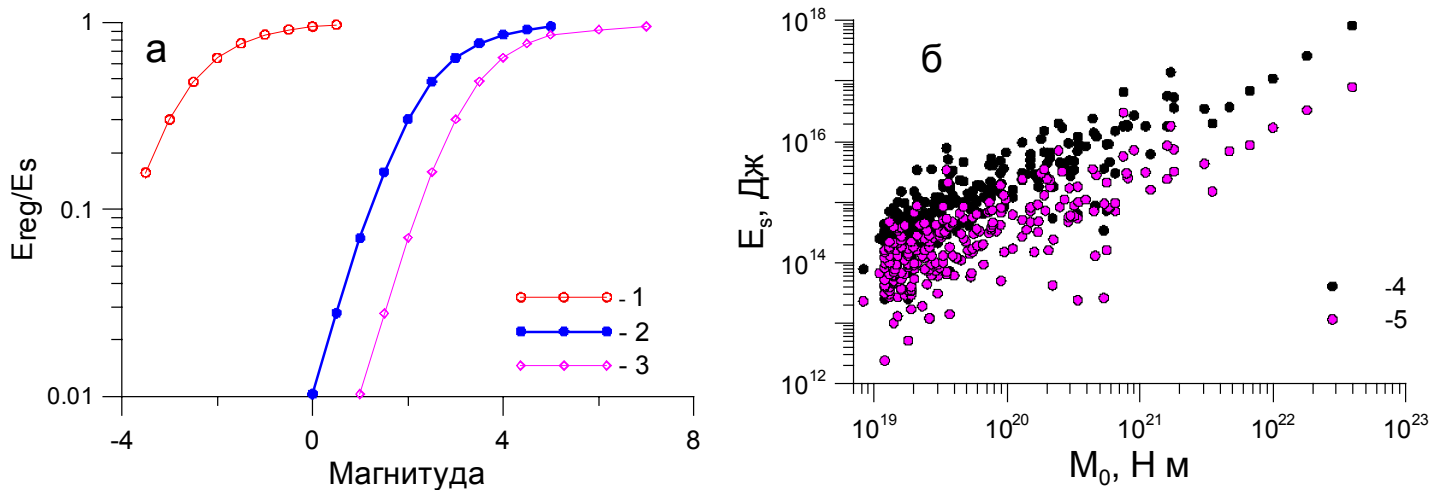


Рис. 9. Влияние амплитудно-частотной характеристики датчика на результат измерения сейсмической энергии.

a – результаты расчета отношения величин, регистрируемых датчиком, и излученной источником энергии для событий разной магнитуды: 1 – пьезоакселерометр; 2 – SM-3; 3 – датчик системы «Terrascope»; *b* – расчет сейсмической энергии одних и тех же событий по результатам обработки широкополосных и короткопериодных датчиков по данным [Convers, Newman, 2011]; 4 – широкополосные датчики; 5 – короткопериодные, отфильтрованные в диапазоне 0.5–2.0 Гц.

Fig. 9. Impact of the amplitude-frequency response of the sensor on seismic energy measurements.

a – calculated ratios of values registered by sensors and values of energy emitted by the source for events varying in magnitude: 1 – piezoelectric accelerometer; 2 – SM-3; 3 – Terrascope sensor; *b* – calculations of seismic energy of the same events from processed data registered by wideband and short-period sensors, according to [Convers, Newman, 2011]; 4 – data from wideband sensors; 5 – data from short-period sensors (filtered in the range from 0.5 to 2.0 Hz).

Судя по проведенным нами оценкам, для слабой сейсмичности основную роль играет адгезионный механизм восстановления прочности, при котором скорость залечивания в значительной степени определяется скоростью деформации. Для средних и крупных событий гидротермальный механизм залечивания микротрещин оказывает, по-видимому, существенное влияние на свойства среды в области контактов макронеровностей (так называемые «asperities», или контактные пятна). Процесс восстановления сплошности магистрального разрыва не оказывает существенного влияния на время подготовки землетрясения.

5. ИЗЛУЧАТЕЛЬНАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Доля энергии, излученной в виде сейсмических волн, может изменяться в довольно широких пределах. Обычно полагают, что для тектонического землетрясения сейсмическая энергия E_s составляет порядка нескольких процентов от величины изменения внутренней энергии системы ΔE_d [Sadovsky et al., 1987]. Однако в ряде случаев это соотношение становится существенно иным. Так, например, для «цунамигенных» землетрясений отношение $E_s / \Delta E_d$ на один – два порядка ниже [Kanamori, Brodsky, 2004], а для так называемых тихих землетрясений доля E_s становится пренебрежимо мала [Peng, Gomborg, 2010].

Как отмечалось выше, для сопоставления событий разного масштаба часто используется приведенная сейсмическая энергия $e = E_s / M_0$ или кажущееся напряжение (16). Очевидно, что при выполнении гипотезы самоподобия величина e не зависит от масштаба события. Однако до сих пор не сложилось единого мнения, являются ли подобными процессы, происходящие в очагах землетрясений разного масштаба. При этом причина расхождения интерпретации данных сейсмологических наблюдений во многом связана с недостаточно надежным измерением величины сейсмической энергии. Можно обнаружить несколько причин такого положения дел. Во-первых, результат оценки E_s часто зависит от того, какие данные используются – региональные или телесеismicческие [Choy, Boatwright, 1995]. Во-вторых, около 80 % излученной энергии лежит в полосе частот выше угловой частоты спектра, излучаемого при землетрясении. Как показано в [Ide, Beroza 2001], в тех случаях, когда полоса регистрации обрезана сверху частотой f_M , отношение зарегистрированной энергии E_{reg} к излученной определяется выражением:

$$R = \frac{E_{reg}}{E_s} = \frac{2}{\pi} \left[\arctg(f_M / f_0) - (f_M / f_0) / (1 + (f_M / f_0)^2) \right], \quad (37)$$

где f_0 – угловая частота спектра излученного сигнала.

На рис. 9, *a*, показаны результаты расчета доли

энергии, регистрируемой пьезоакселерометром, датчиком СМ-3 и датчиком, используемым в системе наблюдений *Terrascope* [Kanamori et al., 1993], с ограничениями, соответственно, 5 кГц, 20 Гц и 7 Гц в области высоких частот. Для событий малых магнитуд эффект недостатка высоких частот оказывается весьма значительным.

Для крупных событий важно иметь датчики с достаточно широкой полосой в низкочастотной области. На рис. 9, б, приведены результаты расчета сейсмической энергии одних и тех же событий, полученные в работе [Convers, Newman, 2011] по итогам обработки широкополосных и короткопериодных датчиков. В последнем случае величина энергии оказывается заниженной в несколько раз (средняя величина по 250 событиям ~3.9 раза) с тенденцией увеличения разницы с ростом масштаба землетрясения.

В тех случаях, когда количество станций, используемых для осреднения, невелико, существенную роль могут играть диаграмма направленности источника, строение трассы, влияние местных геологических условий и т.д. Все это приводит к весьма большому разбросу данных при определении сейсмической энергии.

Особенная ситуация сложилась, как известно, на территории бывшего СССР, где чаще всего по разработанным методикам оценивается энергетический класс события, по которому затем с помощью эмпирических соотношений рассчитывается значение локальной магнитуды [Malovichko et al., 2008; Malovichko, 2010; Rautian, 1964].

Сейсмическая энергия может быть выражена через сейсмический момент и угловую частоту [Madariaga, 2011]:

$$E_s = \frac{\pi^2 \Psi^2}{2\rho \cdot C_s^5} M_0^2 f_0^3. \quad (38)$$

В этом уравнении Ψ – коэффициент, учитывающий направленность излучения, ρ – плотность, C_s – скорость поперечных волн, f_0 – угловая частота спектра смещения, которая оценивается при помощи аппроксимации зарегистрированного спектра одним из модельных. Учитывая, что среднее значение коэффициента направленности излучения для поперечных волн $\Psi=0.63$ [Haskell, 1964], получаем:

$$E_s \approx \frac{2}{\rho \cdot C_s^5} M_0^2 f_0^3. \quad (39)$$

Примечательно то, что соотношение (39) не зависит от расположения точки наблюдения.

Верхний предел рассматриваемого отношения можно оценить из следующих соображений. Из соотношения (39) получаем:

$$\frac{E_s}{M_0} = \frac{2}{\rho C_s^5} M_0 f_0^3 = \frac{2\mu D \cdot L^2}{\rho C_s^5} \frac{V_r^3}{L^3} \approx \frac{2\mu}{\rho C_s^2} \frac{D}{L} \frac{V_r^3}{C_s^3}. \quad (40)$$

При записи последнего выражения для простоты предположим, что $f_0 \approx \frac{V_r}{L}$, где V_r – скорость распространения разрыва.

Отношение D/L есть уровень реализованной в процессе землетрясения сдвиговой деформации. Максимальная величина этого отношения едва ли может превышать величину $D/L \approx 5 \cdot 10^{-4}$. В работе [Scholz, 1994] в качестве верхней и нижней границы диапазона этого отношения используются значения $(D/L)_{\min} = \cdot 10^{-5}$ и $(D/L)_{\max} = \cdot 10^{-4}$. Отношение $\mu/\rho C_s^2 \sim 1$. Понятно, что скорость распространения разрыва меньше скорости поперечных волн $(\frac{V_r}{C_s})_{\max} \leq 1$. Отсюда

получаем максимально возможную величину параметра $E_s/M_0 < \sim 10^{-3}$.

При исследовании вопроса о влиянии масштаба события на величину приведенной энергии мы привлекли для анализа большой объем данных – около 1500 событий в диапазоне моментных магнитуд от $M_w = -3.6$ до $M_w = 9.2$.

Для крупных событий с $M_0 > 10^{11} - 10^{12}$ Нм скалярный сейсмический момент определялся по Гарвардскому мировому каталогу сейсмических моментов [http://www.globalcmt.org], а величина сейсмической энергии – по данным каталога NEIC [http://neic.usgs.gov], где расчет E_s осуществляется на основе широкополосных записей методом, изложенным в работе [Choy, Boatwright, 1995]. Мы ограничили анализ землетрясениями, эпицентр которых располагался на глубине не более 50 км.

При анализе слабой сейсмичности использовались только те источники, в которых величина M_0 рассчитывалась по низкочастотной части спектра, а сейсмическая энергия определялась интегрированием волновых форм или их спектров. Данные стали активно появляться в последние годы по мере развития цифровых методов регистрации и обработки. В тех случаях, когда это не было сделано авторами, нами учитывался эффект влияния ограниченной полосы регистрирующей аппаратуры при помощи соотношения (37).

Данные, опубликованные в каталогах Геофизической службы РАН и ее филиалов, не использовались при проведении общего анализа, а рассматривались отдельно. Дело в том, что в этих каталогах сейсмическая энергия рассчитывается через энергетический класс события $K = \lg E_s$, который определяется через измеренные на сейсмограмме максимальные амплитуды в Р- и S-волнах при помощи соответствующих корреляционных соотношений.

Зависимость излученной сейсмической энергии от величины сейсмического момента приведена на рис. 10, а. Использованный набор данных (N=1308 событий) наилучшим образом описывается регрессионной зависимостью:

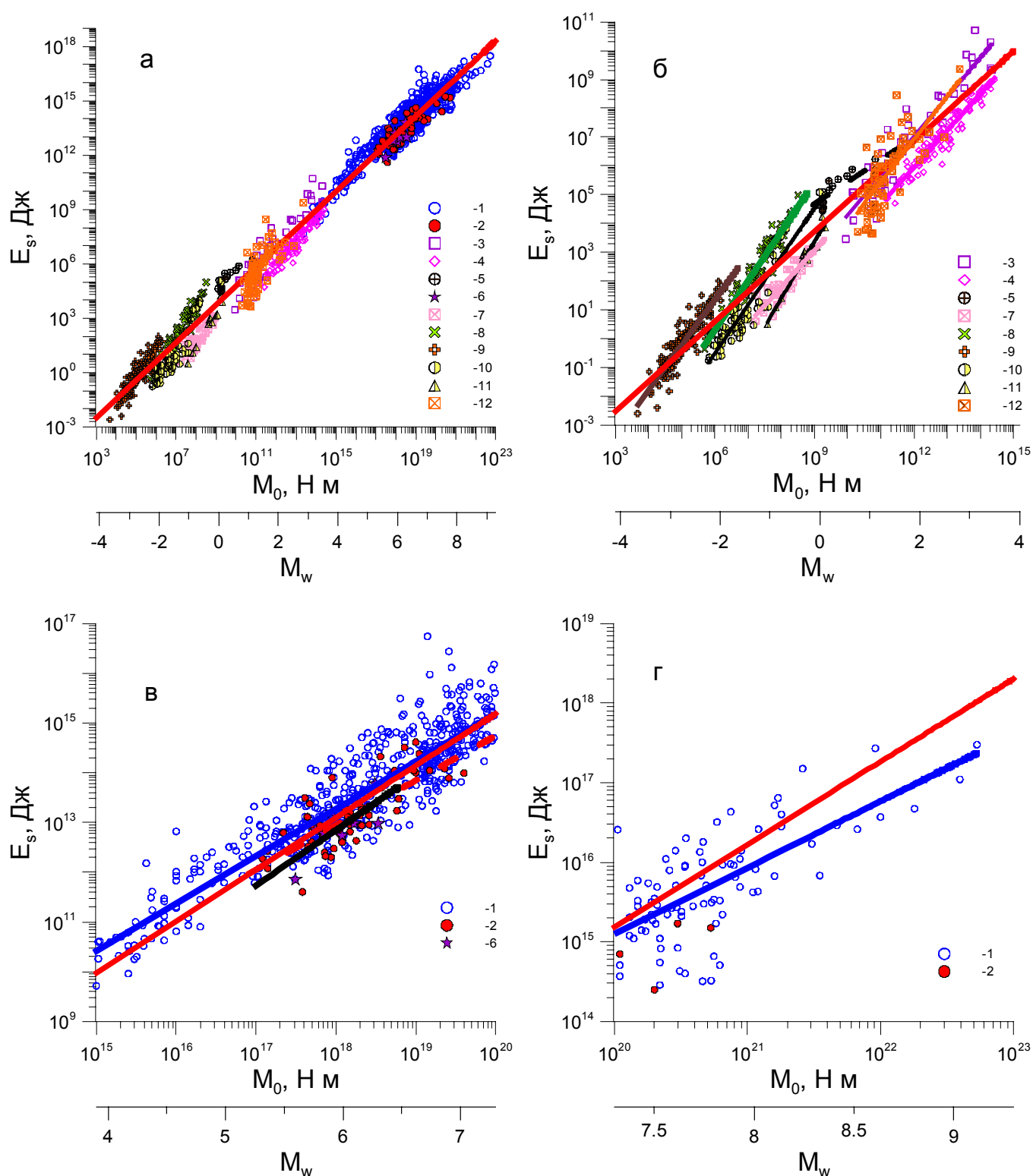


Рис. 10. Зависимость сейсмической энергии от величины сейсмического момента.

1 – [<http://www.globalcmt.org>] и [<http://neic.usgs.gov>]; 2 – Камчатка [<http://www.emsd.ru>]; 3 – [Ide et al., 2003]; 4 – [Domański, Gibowicz, 2008]; 5 – [Yamada et al., 2007]; 6 – БРЗ [<http://neic.usgs.gov>]; 7 – [Oye et al., 2005]; 8 – [Urbancic, Young, 2003]; 9 – [Gibowicz et al., 1991]; 10–11 – СУБР [Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010]; 12 – [Stork, Ito, 2004]. а – красная линия – зависимость (41). Линиями другого цвета на рис. 10, б–г показаны регрессионные зависимости для различных подмножеств данных.

Fig. 10. Seismic energy versus seismic moment.

1 – [<http://www.globalcmt.org>] and [<http://neic.usgs.gov>]; 2 – Kamchatka [<http://www.emsd.ru>]; 3 – [Ide et al., 2003]; 4 – [Domański, Gibowicz, 2008]; 5 – [Yamada et al., 2007]; 6 – Baikal rift zone [<http://neic.usgs.gov>]; 7 – [Oye et al., 2005]; 8 – [Urbancic, Young, 2003]; 9 – [Gibowicz et al., 1991]; 10–11 – SUBR [Malovichko, Malovichko, 2010]; 12 – [Stork, Ito, 2004]. а – red line – equation (41). Lines of other colours in Fig. 10, б, в, г, show regression equations for different data sets.

$$E_s = 2.33 \cdot 10^{-6} \cdot M_0^{1.04} \quad (41)$$

с коэффициентом корреляции $R=0.99$, которая показана на рис. 10 красной линией. Это означает, что усреднение по всему исследуемому диапазону дает зависимость, очень близкую к закону геометрического подобия. Этот результат представляется вполне естественным. При выводе этого соотношения использовалось усреднение значительного массива данных по популяциям разломов в широком диапазоне размеров и тектонических условий, что приводит к степенному закону распределения и, соответственно, к самоподобию [Ben Zion, 2008].

Более детальное рассмотрение показывает, что соотношения подобия выдерживаются не во всем диапазоне масштабов. Для слабой сейсмичности (рис. 10, б) наклон регрессионных зависимостей, проведенных отдельно для каждого подмножества данных, в большинстве случаев сильно отличается от единицы. Так, обработка данных по микроземлетрясениям с величиной моментной магнитуды M_w от 0.8 до 2.9 в Японии (значки #12 на рис. 10 [Stork, Ito, 2004]) дает регрессионную зависимость $E_s \sim M_0^{1.47}$.

Наблюдения за микросейсмичностью (155 событий, M_w от -3.6 до -1.9), проводившиеся в Канаде при проходке участка шахты в граните, дают $E_s \sim M_0^{1.57}$ (значки #9 [Gibowicz et al., 1991]). Проведенные этими же авторами измерения параметров более крупных событий на медной шахте в Польше (100 событий с M_w от 1.4 до 3.6) дали зависимость $E_s \sim M_0^{1.28}$ (значки #4 [Domański, Gibowicz, 2008]).

Статистика многочисленных событий, зарегистрированных при разработке рудного месторождения в Финляндии (значки #7 [Oye et al., 2005]), дает примерно ту же зависимость.

Быстрое увеличение энергии с масштабом события $E_s \sim M_0^{1.7}$ наблюдалось при регистрации сейсмичности, индуцированной ведением горных работ на медно-никелевом месторождении в Канаде (значки #8 [Urbanic, Young, 1993] и на Североуральском бокситовом руднике $E_s \sim M_0^{1.7-1.9}$ (значки #10, 11 [Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010]). Столь же сильная зависимость $E_s \sim M_0^{1.63}$ была установлена [Hua et al., 2013] для сейсмичности, наведенной заполнением водохранилища в Китае (1616 землетрясений в диапазоне магнитуд M_L 0.1–4.2). Данные [Hua et al., 2013] не вошли в наш каталог и на рисунке не показаны.

Наилучшим образом соотношения подобия выполняются для землетрясений среднего масштаба (рис. 10, в). В диапазоне $3.9 < M_w < 7.3$ все регрессионные зависимости очень близки к пропорциональной зависимости. Для самых крупных событий (рис. 10, г) наблюдается постепенное замедление скорости роста излучаемой энергии с масштабом $E_s \sim M_0^{0.8}$.

Величина приведенной сейсмической энергии $e = E_s / M_0$ для 1308 событий показана на рис. 11. При изменении величины сейсмического момента на 20 порядков подавляющее большинство значений параметра e лежит в пределах 10^{-6} – 10^{-3} , а среднее значение составляет $e = 2.82 \cdot 10^{-5}$. При этом разброс величины приведенной энергии достигает трех порядков. Это едва ли может быть связано с теми причинами, о которых говорилось выше (недостаточная полоса аппаратуры, диаграмма направленности источника, строение трассы, влияние местных геологических условий и т.д.). Судя по рис. 9, б, эти факторы оказывают влияние в пределах одного порядка величины. Исключение могут составлять слабые события, для которых выполненная по соотношению (37) коррекция частотной полосы датчика может оказаться недостаточной. Столь значительный разброс связан, вероятно, с различиями в геомеханических условиях, реализуемых на разрыве. К ним относятся скорость распространения разрыва, баланс энергии, величина кажущегося напряжения, величина сброшенного напряжения. Хотя величину скачка напряжений $\Delta \bar{\sigma}$ обычно не связывают с кажущимся напряжением σ_a , она влияет на отношение E_s / M_0 , поскольку соотношения подобия типа (20) выполняются в предположении $\Delta \bar{\sigma} = \text{const}$.

Чтобы проследить тенденцию изменения величины приведенной энергии с масштабом, мы выполнили усреднение отношения $e = E_s / M_0$ в каждом диапазоне моментных магнитуд с шагом $\Delta M_w = 1$. Результаты показаны на рис. 12 в виде гистограммы.

Как видно из графика на рис. 12, и для мелкой шахтной сейсмичности, и для землетрясений с ростом масштаба наблюдается увеличение значения приведенной энергии в несколько раз. Для крупнейших землетрясений с $M_w > 7$ величина отношения E_s / M_0 снижается.

6. ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ ПО КЛАССУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Как отмечалось выше, мы не использовали результаты, опубликованные в каталогах Геофизической службы РАН и ее филиалов, при проведении общего анализа, поскольку их довольно сложно сопоставлять с основным массивом данных.

На многих сейсмических станциях России вместо излученной энергии, рассчитываемой путем интегрирования зарегистрированных волновых форм, определяют энергетический класс события ($K_E = \lg E_s$) при помощи эмпирического выражения [Rautian, 1964]:

$$K_E = 1.84 \cdot (\lg(A_P + A_S) + \sigma(R)), \quad (42)$$

где A_P и A_S – амплитуды Р- и S-волн, мкм, R – расстоя-

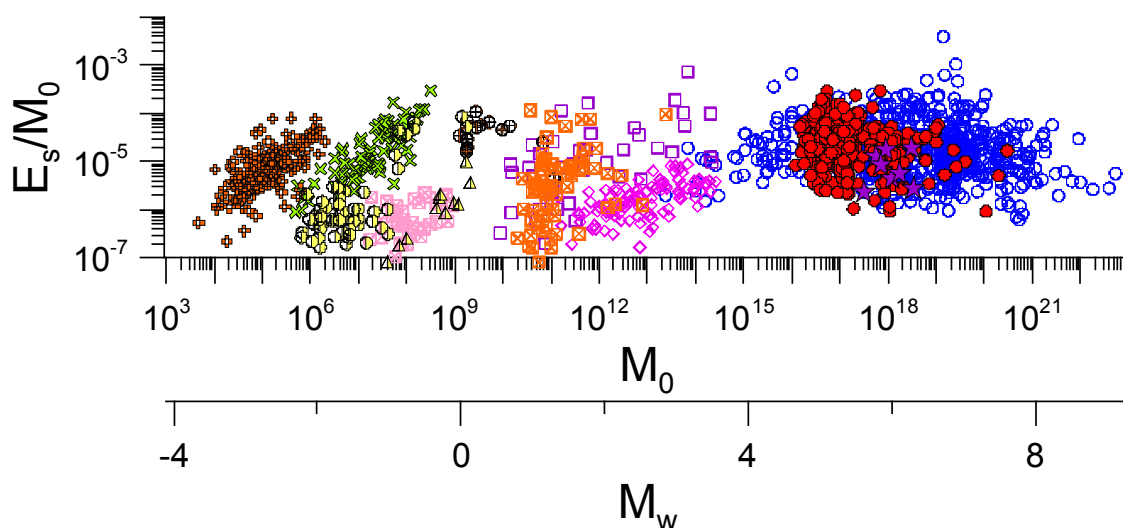


Рис. 11. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события.

Обозначения те же, что и на рис.10.

Fig. 11. Specific seismic energy versus event scale.

See the legend of Fig. 10.

ние от источника км, σ – калибровочная функция, зависящая от расстояния.

В некоторых регионах вместо (42) применяются несколько иные соотношения, например класс по Федотову для Сахалина, Курильских островов и Камчатки [Fedotov, 1963].

В свою очередь, магнитуда может быть оценена по результатам вычисления сейсмической энергии или класса события, например по выражению:

$$M = \frac{K_E - 4}{1.8} \quad (43)$$

или аналогичным [Malovichko, 2010].

Для проведения анализа мы использовали данные каталогов Байкальского филиала Геофизической службы РАН [http://www.seis-bykl.ru], Камчатского филиала Геофизической службы РАН [http://www.emsd.ru] и Казахстанского национального центра данных [http://www.kndc.kz], а также данные, приведенные в сборниках «Землетрясения России» [Malovichko, 2006, 2010]. Для Байкальской рифтовой зоны мы использовали данные, опубликованные в работах [Dobrynina, 2011; Klyuchevski, Dem'yanovich, 2002].

Из каталогов мы использовали данные только для тех событий, для которых имелись сведения о величине сейсмического момента в Гарвардском каталоге [http://www.globalcmt.org]. Исключение составил ряд данных из диссертации А.А. Добрыниной, в которой величина сейсмического момента рассчитывалась автором [Dobrynina, 2011].

Особый интерес представляли землетрясения, для

которых удалось найти величину энергии, рассчитанную как по сейсмическому классу, так и путем интегрирования широкополосных записей [http://neic.usgs.gov].

Зависимости приведенной энергии от масштаба для нескольких регионов приведены на рис. 13. Как видно из приведенных графиков, данные по Средней и Центральной Азии, Сахалину, Курилам и Камчатке целиком лежат в обычном для отношения E_s/M_0 диапазоне от 10^{-6} до 10^{-3} . Лишь несколько событий в Сахалино-Курильском регионе имеют низкие значения приведенной энергии. При этом величины приведенной энергии, определенные по классу события, не противоречат данным http://neic.usgs.gov, полученным путем интегрирования записей широкополосных датчиков. Отметим тенденцию более низких значений величины $E_{sK} = 10^K$ (красные значки) по сравнению с E_s – синие значки на Сахалине и Курилах и обратную тенденцию для данных [http://www.kndc.kz].

Совершенно иная картина складывается для Байкальской рифтовой зоны. Прежде всего отметим, что величина $E_{sK} = 10^K$ систематически превышает значение сейсмической энергии, определенной Геологической службой США [http://neic.usgs.gov] на два и даже на три порядка. Такие различия лежат далеко за пределами возможных расхождений за счет определения энергии по записям широкополосных и короткопериодных датчиков (см. рис. 9), а также за счет использования региональных и телесейсмических записей [Choy, Boatwright, 1995]. Значения параметров для землетрясений БРЗ, об энергии которых имеются све-

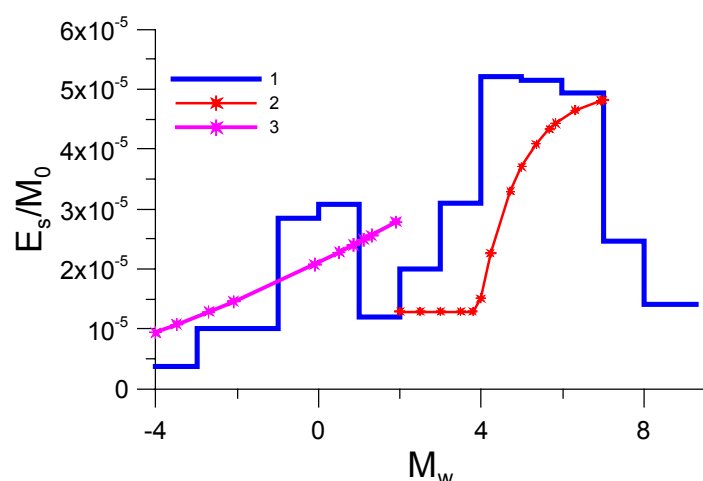


Рис. 12. Зависимость величины приведенной энергии от моментной магнитуды события.

1 – осреднение экспериментальных данных в интервалах магнитуды с шагом $\Delta M_w=1$; 2 – расчет по соотношению (52) для $\Delta\sigma=3\text{МПа}$; 3 – расчет по соотношению (55) для $\Delta\sigma=1\text{МПа}$.

Fig. 12. Specific energy values versus moment magnitude.

1 – average experimental data in magnitude ranges with $\Delta M_w=1$; 2 – calculations from ratio (52) for $\Delta\sigma=3\text{МПа}$; 3 – calculations from ratio (55) for $\Delta\sigma=1\text{МПа}$.

дения в каталоге NEIC, приведены в таблице. Там же для сравнения приведены данные еще по нескольким землетрясениям в соседних регионах. Можно видеть, что для некоторых землетрясений в БРЗ величина отношения e_k/e_s аномально высока. В этом же ряду стоит и Сковородинское землетрясение в Приамурье 14.10.2011 г., однако для этого события у нас нет надежного источника определения энергетического класса.

Величина приведенной энергии, усредненная по всем 194 событиям БРЗ, составляет $E_{sK}/M_0 = 4 \cdot 10^{-4}$, что примерно в 15 раз превышает значение, полученное по мировому каталогу (рис. 14).

Кроме того, для Байкала отчетливо видна тенденция сильного возрастания приведенной энергии, рассчитанной по величине класса события, с увеличением масштаба землетрясения. Это отчетливо видно на гистограмме значений, осредненных поинтервально в каждом диапазоне моментных магнитуд с шагом $\Delta M_w=1$. В интервале магнитуд от 5 до 6.3 значение E_{sK}/M_0 в 25 раз превышает среднемировую величину для этого диапазона (см. рис. 12).

7. ОБСУЖДЕНИЕ

Обработав обширный экспериментальный материал, мы проанализировали закономерности изменения с

масштабом структурных и механических характеристик процесса разломообразования и очаговых параметров землетрясений. Выполненный анализ демонстрирует некоторые важные, с нашей точки зрения, закономерности.

Хотя рассмотренные характеристики описываются, вообще говоря, нелинейными зависимостями, усреднение по всему диапазону масштабов дает соотношения, близкие к закону геометрического подобия. Это относится и к соотношениям между длиной разлома и величиной кумулятивного перемещения (см. рис. 1), и к зависимости жесткости от масштаба (см. рис. 4), и к соотношению между сейсмической энергией и сейсмическим моментом (рис. 10, 11). Недаром в наших ранних работах мы почти на том же экспериментальном материале сделали ошибочный вывод о линейном снижении жесткости с масштабом, т.е. о примерном постоянстве эффективных упругих модулей нарушений сплошности во всем диапазоне размеров [Kostyuchenko et al., 2002; Kocharyan, Spivak, 2003].

Более детальное рассмотрение позволяет обнаружить, что существует некоторая характерная длина разлома $L \sim 500\text{--}1000$ м, являющаяся границей между двумя диапазонами, в которых масштабные соотношения оказываются разными. Рассматривая процесс разломообразования, мы связали этот характерный размер с достижением разломом стадии «остаточной прочности», т.е., фактически, с разрушением неоднородностей определенного размера. Проявлением такой «зрелости» или «сформированности» разлома является выполнение соотношения (4), которое практически всегда справедливо для разломов длиной свыше 1000 м. Для сформировавшихся разломных зон довольно существенно снижается скорость увеличения поперечного размера зоны повышенной трещиноватости и действуют иные закономерности изменения механических характеристик разломов с масштабом. Для трещин длиной до 1000 м жесткость обратно пропорциональна длине, а для сформировавшихся разломных зон $k_s \sim L^{-1/3}$.

Нелинейная зависимость жесткости разлома от длины приводит к ряду следствий, важных для геомеханики сейсмичности. Так, сейсмический момент пропорционален кубу длины разлома для событий с моментными магнитудами, лежащими в диапазоне от -4 до $+4$, т.е. для $L \leq 1$ км. Для сильных землетрясений величина момента с ростом длины очага растет гораздо медленнее: $M_0 \sim L^{2.2\text{--}2.4}$.

Нелинейность зависимости $k_s(L)$ определяет и более медленную, по сравнению с законами подобия, зависимость времени подготовки землетрясения от масштаба события. Приведенное время восстановления прочности $\tau/M_0^{1/3}$ снижается с ростом масштаба землетрясения.

Пожалуй, наиболее интересным является вопрос о закономерностях изменения с масштабом приведенной

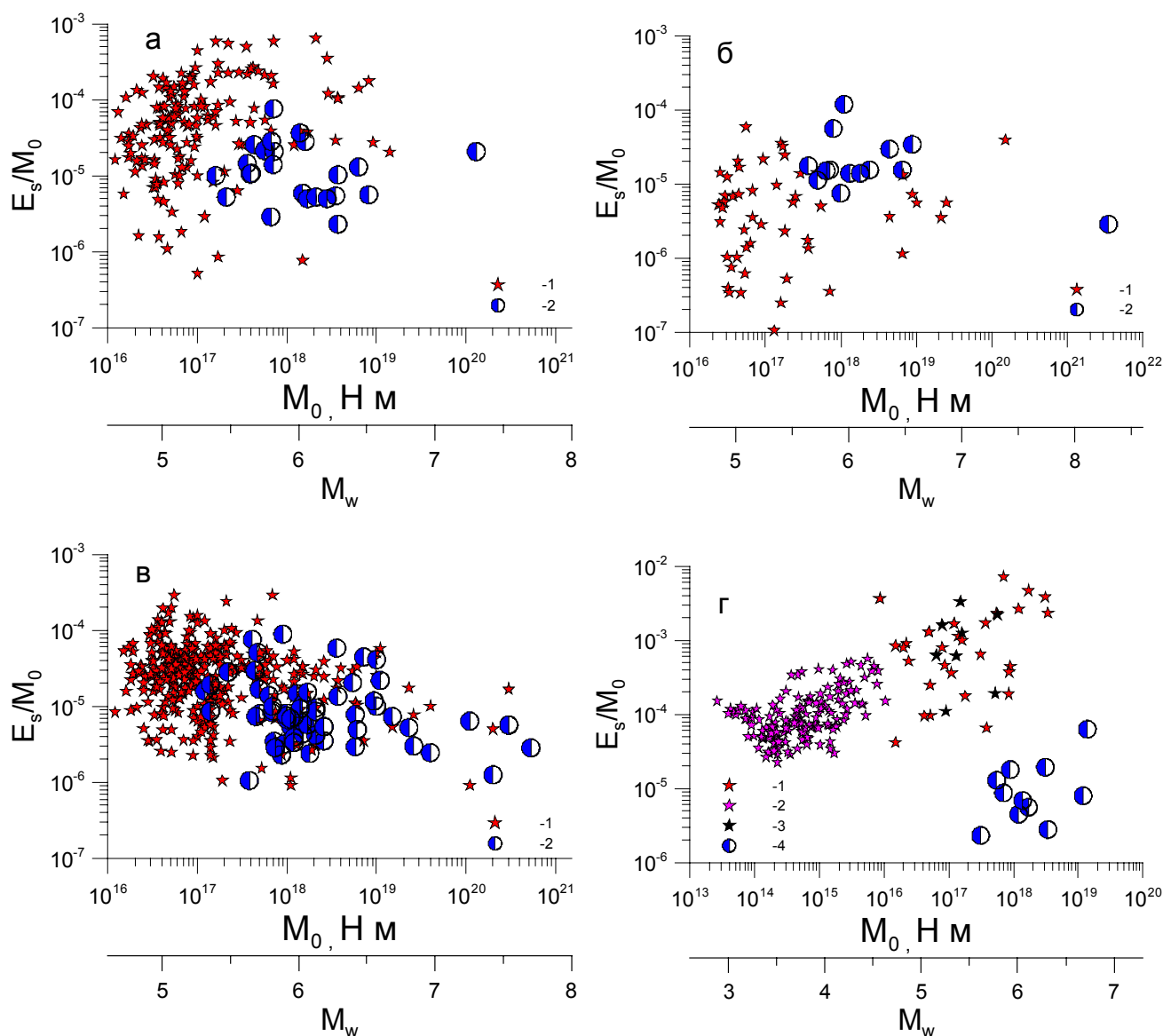


Рис. 13. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события.

а – Средняя и Центральная Азия. 1 – [<http://www.kndc.kz>]; 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; б – Сахалин, Курилы. 1 – [<http://www.emsd.ru>]; 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; в – Камчатка. 1 – [<http://www.emsd.ru>]; 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; г – Байкальская рифтовая зона. 1 – [<http://www.seis-bykl.ru>]; 2 – [Dobrynina, 2011]; 3 – [Klyuchevski, Dem'yanovich, 2002]; 4 – [<http://neic.usgs.gov>].

Fig. 13. Specific seismic energy versus event scale.

а – Middle and Central Asia: 1 – [<http://www.kndc.kz>], 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; б – Sakhalin, Kuril Islands: 1 – [<http://www.emsd.ru>], 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; в – Kamchatka: 1 – [<http://www.emsd.ru>], 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; г – Baikal rift zone: 1 – [<http://www.seis-bykl.ru>]; 2 – [Dobrynina, 2011]; 3 – [Klyuchevski, Dem'yanovich, 2002]; 4 – [<http://neic.usgs.gov>].

сейсмической энергии. Величина $e = E_s / M_0$ может служить определенной мерой сейсмической эффективности очага. Баланс энергии при образовании разрыва можно записать в виде:

$$E_s = \Delta E_e - \Delta E_f - \Delta E_{sur}, \quad (44)$$

где ΔE_{sur} – энергия, идущая на разрушение, ΔE_f – работа против сил трения.

Наиболее естественно ввести эффективность сейсмического источника в виде отношения:

$$\eta = \frac{E_s}{\Delta E_e}. \quad (45)$$

Недостатком этого параметра является невозможность его оценки по результатам измерений параметров сейсмических волн.

Сведения о некоторых землетрясениях Прибайкалья и соседних регионов

Data on earthquakes in Pribaikalie and neighbouring regions

Дата	Регион	1	2	3	4	5	6	
		$M_0, \text{Н м}^1$	$E_s, \text{Дж}^2$	$e_s = E_s/M_0$	K^3	$E_{sk} = 10^K, \text{Дж}$	$e_k = E_{sk}/M_0$	e_k/e_s
20.04.89	БРЗ	3.1×10^{18}	6.0×10^{13}	1.94×10^{-5}				
21.08.94	БРЗ	1.2×10^{18}	5.4×10^{12}	4.50×10^{-6}	15.5	3.2×10^{15}	2.6×10^{-3}	586
13.11.95	БРЗ	5.5×10^{17}	7.1×10^{12}	1.3×10^{-5}	15.1	1.3×10^{15}	2.3×10^{-3}	177
25.02.99	БРЗ	8.9×10^{17}	1.6×10^{13}	1.8×10^{-5}	14.6	4.0×10^{14}	4.5×10^{-4}	25
16.09.03	БРЗ	3.1×10^{17}	7.2×10^{11}	2.3×10^{-6}	14.3	2.0×10^{14}	6.4×10^{-4}	277
10.11.05	БРЗ	7.0×10^{17}	6.1×10^{12}	8.7×10^{-6}	15.7	5.0×10^{15}	7.2×10^{-3}	822
27.08.08	БРЗ	1.7×10^{18}	9.5×10^{12}	5.6×10^{-6}	15.9	7.9×10^{15}	4.7×10^{-3}	836
27.08.08	БРЗ	3.4×10^{18}	9.5×10^{12}	2.8×10^{-6}	15.9	7.9×10^{15}	2.3×10^{-3}	836
27.09.03	Алтай	9.4×10^{19}	5.1×10^{15}	5.4×10^{-5}	17	1.0×10^{17}	1.1×10^{-3}	20
27.09.03	Алтай	4.5×10^{18}	6.4×10^{14}	1.4×10^{-4}	16.6	4.0×10^{16}	8.8×10^{-3}	62
01.10.03	Алтай	1.1×10^{19}	2.7×10^{15}	2.4×10^{-4}	16.4	2.5×10^{16}	2.3×10^{-3}	9
14.10.11	Амур	1.4×10^{18}	9.5×10^{12}	6.9×10^{-6}	15.7 ⁴	5.0×10^{15}	3.6×10^{-3}	517
27.12.11	Тува	1.4×10^{19}	8.7×10^{14}	6.3×10^{-5}	15.3 ⁵	2.0×10^{15}	1.45×10^{-4}	2
26.02.12	Тува	1.2×10^{19}	9.5×10^{13}	7.98×10^{-6}	15.7 ⁶	5.0×10^{15}	4.2×10^{-4}	53

П р и м е ч а н и е. 1 – по данным [<http://globalcmt.org>]; 2 – по данным [<http://neic.usgs.gov>]; 3 – по данным [<http://seis-bykl.ru>] для БРЗ и [Malovichko, 2006] для Алтая; 4 – по данным ЦСС, г. Иркутск [<http://www.kp.ru>]; 5 – по данным [Baranov et al., 2013]; 6 – [<http://www.newsru.com>].

N o t e. 1 – [<http://globalcmt.org>]; 2 – [<http://neic.usgs.gov>]; 3 – [<http://seis-bykl.ru>] for Baikal rift zone and [Malovichko, 2006] for Altai; 4 – Irkutsk CSS [<http://www.kp.ru>]; 5 – [Baranov et al., 2013]; 6 – [<http://www.newsru.com>].

Х. Канамори [Kanamori, Brodsky, 2004] предложил заменить в (45) полное изменение внутренней энергии ΔE_e на сумму сейсмической энергии E_s и энергии, идущей на трещинообразование ΔE_{sur} , и ввел величину

$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + \Delta E_{sur}}, \quad (46)$$

которую называют излучательной эффективностью источника. Этот параметр может быть выражен через сейсмическую энергию, момент и скачок напряжений $\Delta \sigma$ [Kanamori, Brodsky, 2004]:

$$\eta_R = \frac{2\mu}{\Delta \sigma} \frac{E_s}{M_0}, \quad (47)$$

где μ – модуль сдвига массива в окрестности очага.

Понятно, что $\eta_R \geq \eta$. Если $\eta_R \approx 1$, то участок формирования разрушения не существен. Если же $\eta_R \ll 1$, то доминируют динамические процессы разрушения породы.

Таким образом, излучательная эффективность пропорциональна величине приведенной сейсмической энергии.

Уравнение (44) схематично показано на рис. 15. Предполагается, что на этой упрощенной схеме сдвиговые напряжения σ на плоскости разлома снижаются от предельной прочности σ_p до величины динамического трения σ_d , т.е. $\Delta \sigma = \sigma_p - \sigma_d$. При этом динамический процесс, в ходе которого происходит излучение, заканчивается после смещения D (рис. 15). В первом приближении перемещения D и D_c связаны со скачком

напряжений соотношениями:

$$D = \frac{\Delta \sigma}{k_m}; \quad D_c = \frac{\Delta \sigma}{k_s}. \quad (48)$$

В этих соотношениях k_m – жесткость нагружения массива, окружающего разлом, а $k_s = \frac{d\tau}{dD}$ – сдвиговая жесткость разгрузки разломной зоны.

Величину k_m можно оценить, как

$$k_m = \mu / \lambda, \quad (49)$$

где λ – расстояние между соседними разломами одного ранга. Согласно [Sherman et al., 1983], для крупных разломов $\lambda \approx (0.25 - 0.33)L$, а L – длина разлома. Для мелких трещин параметр λ может изменяться в более широких пределах.

Соотношение (48) записано в линейном приближении постоянства жесткостей.

Преобразуя (46), (48) и (49), получаем оценку излучательной эффективности очага землетрясения:

$$\eta_R = 1 - \frac{(3 \div 4)\mu}{L \cdot k_f}. \quad (50)$$

В наиболее простом (линейном) случае жесткость разлома определяется как отношение

$$k_s \approx \frac{\mu_f}{W} \approx \frac{\mu_f}{\beta \cdot L}, \quad (51)$$

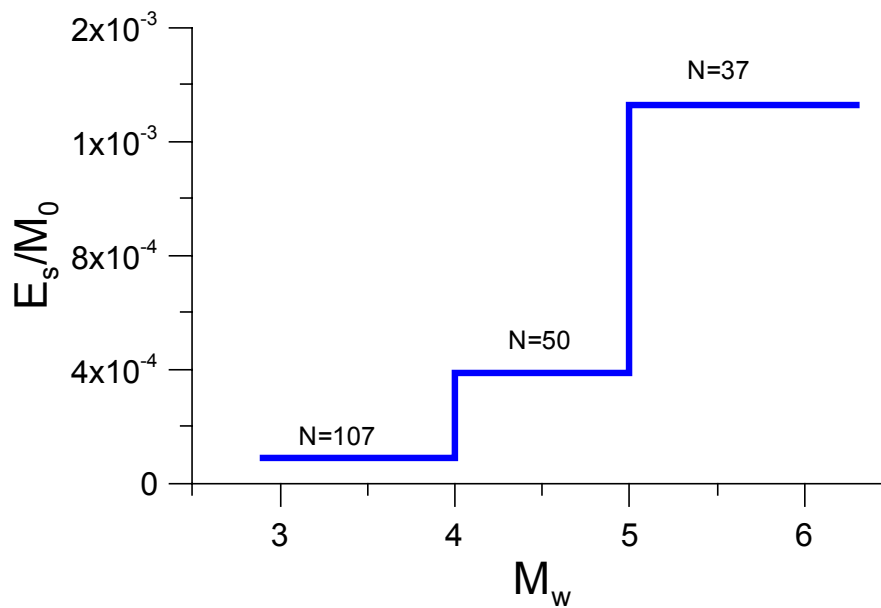


Рис. 14. Зависимость величины приведенной энергии, осредненной поинтервально, от магнитуды события.

N – количество событий в каждом интервале.

Fig. 14. Specific energy averaged by ranges versus event magnitude.

N – number of events in each range.

что означает независимость излучательной эффективности от масштаба события, так как при подстановке (51) выражение (50) не зависит от L .

Используя выражение для жесткости (14), получаем из (47) и (50) соотношение:

$$\frac{E_s}{M_0} = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} \begin{cases} 1 - (1.5 - 2.0) \cdot 10^{-9} \cdot \mu \cdot L^{-0.68}, & L \geq 500 \text{ м}, \\ 1 - (2.0 - 2.7) \cdot 10^{-11} \cdot \mu, & L < 500 \text{ м} \end{cases}, \quad (52)$$

которое описывает зависимость излучательной эффективности сейсмического источника от масштаба.

Пример расчета по соотношению (52) показан линией 2 на рис. 12. В проведении вычислений приняты значения $\Delta\sigma = 3 \text{ МПа}$, а $\mu = 3 \cdot 10^{10} \text{ Па}$, а длину разлома выразили через сейсмический момент при помощи выражения (24).

Таким образом, для событий с $M_w > 3.5$ эффективность излучения постепенно возрастает с масштабом, как показано на рис. 12. При этом в диапазоне магнитуд $M_w > 6$ этот процесс становится малозаметным. Для слабой сейсмичности в диапазоне $3.5 > M_w > 1.0$ значение приведенной энергии не зависит от масштаба согласно (52).

Для малых событий с $M_w < 1$ ($L < 50 \text{ м}$) понятие сдвиговой жесткости разлома становится, в контексте рассматриваемой задачи, не столь определенным. Во-первых, часть мелких событий происходит на одних и тех же ограниченных участках более крупных разломов, так что величина сдвиговой жесткости слабо за-

висит от магнитуды события. Во-вторых, некоторые мелкие события связаны, вероятно, с образованием новых трещин. В этом случае можно считать справедливым приближение Кейлиса-Борока – Эшелби [Keilis-Borok, 1959], согласно которому скачок напряжений $\Delta\sigma$ при смещении по круговой трещине пропорционален амплитуде смещения Δu и обратно пропорционален радиусу r трещины:

$$\Delta\sigma \sim \frac{\Delta u}{r}, \quad (53)$$

т.е. $k_s = \frac{\partial\sigma}{\partial u} \sim \frac{1}{r}$, что, как и в случае (51), означает независимость приведенной энергии от масштаба события.

Несколько иная ситуация имеет место для слабых событий, произошедших на небольших глубинах до (1–2 км), т.е. для шахтной сейсмичности. Здесь играет роль эффект снижения значения модуля сдвига породы при увеличении характерного размера задачи. Для оценки этого эффекта мы использовали результаты измерений скорости распространения поперечных волн в массиве кварцита, проведенных на разных базах — от образцов до сейсмических профилей на глубине около 1000 м. Анализ данных продемонстрировал устойчивое снижение этого параметра от значения, характерного для измерений на образцах $C_s \approx 3000 \text{ м/с}$, до величины $C_s \approx 2600 \text{ м/с}$, полученной при измерениях на базах 100 – 500 м. Соответствующий пересчет

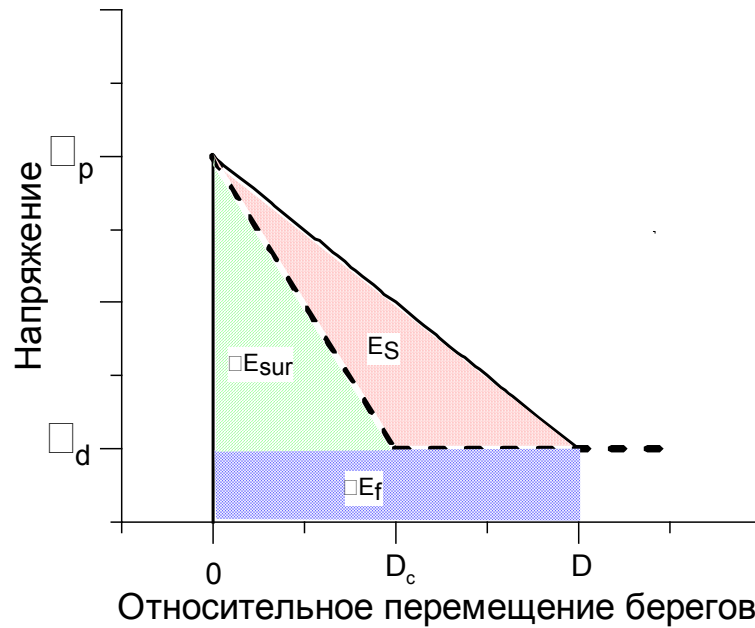


Рис. 15. Баланс энергии при образовании разрыва.

Штриховая линия – изменение сопротивления сдвигу, сплошная – разгрузка окружающего массива.

Fig. 15. Energy balance during faulting.

Dotted line – changes of resistance to shear; solid line – loading-out of the surrounding massive.

позволяет построить зависимость для эффективного значения модуля сдвига:

$$\mu = 2.4 \cdot 10^{10} L^{-0.06} \text{ Па/м}^2 \text{ при } 0.1 < L < 200 \text{ м}, \quad (54)$$

которая описывает экспериментальные данные с коэффициентом корреляции $R = 0.96$. Понятно, что соотношение (54) не следует экстраполировать за пределы диапазона имеющихся данных. Подстановка (54) в (52) дает соотношение:

$$\eta_R = (1 - (0.48 - 0.65)L^{-0.06}) \cdot \frac{\Delta\sigma}{2.4 \cdot 10^{10} L^{-0.06}}, \quad (55)$$

$$0.1 < L < 200 \text{ м},$$

показанное на рис. 12 линией 3. При проведении расчета использовалось значение $\Delta\sigma = 1 \text{ МПа}$, а длина разлома выражается через сейсмический момент при помощи выражения (23).

Результаты этих простых оценок демонстрируют качественное соответствие с осредненной поинтервально зависимостью $E(M_w)$ (линия 1 на рис. 12). Понятно, что количественное соответствие обеспечено подбором необходимой величины $\Delta\sigma$ в соотношении (52). При достаточно крупном масштабе события величину модуля сдвига материала, слагающего блоки горной породы, можно считать не зависящей ни от масштаба, ни от тектонической обстановки.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ обширного экспериментального материала продемонстрировал, что в процессе разломообразования и излучения сейсмических волн существуют несколько иерархических уровней, в которых изменение параметров событий с масштабом происходит по разным законам.

Первый класс событий – сейсмичность, индуцированная горными работами или заполнением водохранилищ – слабые события с $M_w < 1$, произошедшие на небольших глубинах. В этом интервале жесткость трещин снижается обратно пропорционально размеру, что соответствует законам подобия. Однако регулярно наблюдаются отклонения от подобия, связанные главным образом с зависимостью эффективного модуля сдвига среды от масштаба.

Ко второму классу событий следует отнести мелкие землетрясения, очаги которых расположены на сейсмогенных глубинах. Здесь практически отсутствуют сведения о самых мелких событиях по той простой причине, что они, как правило, не регистрируются сейсмическими сетями. Параметры землетрясений с магнитудой $M_w \sim 0-3$ во многом определяются местом расположения очага. Если гипоцентры приурочены к мелким трещинам, расположенным в стороне от магистральной зоны крупного разлома, то их параметры подчиняются законам подобия $L \sim M_0^{1/3}$, а $E_s \sim M_0$. Если же последовательности повторных событий фикси-

руются непосредственно на участках крупных разломных зон, жесткость которых существенно отличается от жесткости мелких трещин, то наблюдаются значительные отклонения от закона подобия, проявляющиеся, в частности, в аномальной зависимости рекуррентного времени между событиями от масштаба.

Для слабой сейсмичности основную роль играет адгезионный механизм восстановления прочности, при котором скорость залечивания разрыва в значительной степени определяется фоновой величиной скорости деформации.

Характерные линейные размеры $L \sim 500\text{--}1000$ м являются некоторой переходной областью, после которой изменяются масштабные соотношения как для характеристик разломов, так и для параметров очагов землетрясений. Эффективная мощность зоны влияния сформировавшегося разлома, его жесткость, величина сейсмического момента землетрясений изменяются с масштабом заметно медленнее, чем в самоподобной среде.

Нелинейная зависимость жесткости разлома от длины приводит к быстрому росту в несколько раз среднего значения эффективности сейсмического источника в диапазоне магнитуд M_w 3–5. Для более крупных землетрясений этот эффект практически не заметен.

Для крупнейших землетрясений с $M_w > 7$ наблюдается замедление роста сейсмического момента с увеличением длины разрыва и некоторое снижение величины приведенной сейсмической энергии.

Для средних и крупных событий гидротермальный механизм залечивания микротрещин оказывает, по-видимому, существенное влияние на свойства среды в области контактов макронеровностей (так называемые «asperities», или «контактные пятна»). Процесс восстановления сплошности магистрального разрыва не оказывает существенного влияния на время подготовки землетрясения.

Для землетрясений Байкальской рифтовой системы отмечается аномальная тенденция сильного возрастания приведенной энергии, рассчитанной по величине класса события, с увеличением масштаба. В интервале моментных магнитуд от 5.0 до 6.3 усредненное значение E_{sk}/M_0 превышает среднемировую величину для этого диапазона, по крайней мере, в 25 раз. Необходимо разобраться, является ли этот эффект артефактом, связанным с некорректным расчетом величины сейсмической энергии, или имеет место необъясненный пока физический эффект.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 13_05_00780) и программы № 6 ОНЗ РАН.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Abercrombie R.E., 1995. Earthquake source scaling relationships from -1 to $5 M_L$ using seismograms recorded at 2.5-km depth. *Journal of Geophysical Research* 100 (B12), 24015–24036. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB02397>.
- Aki K., 1967. Scaling law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research* 72 (4), 729–740. <http://dx.doi.org/10.1029/JZ072i004p01217>.
- Baranov S.V., German V.I., Oseev V.G., 2013. Aftershock process of 27.12.2011 Tuva Earthquake, *Geofizicheskie Issledovaniya* 14 (1), 16–30 (in Russian) [Баранов С.В., Герман В.И., Осеев В.Г. Афтершоковый процесс Тувинского землетрясения 27.12.2011 г. // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 1. С. 16–30].
- Beach, A., Welbon A.I., Brockback P.J., McCallum J.E., 1999. Reservoir damage around faults: outcrop examples from the Suez Rift. *Petroleum Geosciences* 5 (2), 109–116. <http://dx.doi.org/10.1144/petgeo.5.2.109>.
- Ben-Zion Y., 2008. Collective behavior of earthquakes and faults: Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes. *Reviews of Geophysics* 46 (4), RG4006. <http://dx.doi.org/10.1029/2008RG000260>.
- Ben-Zion Y., Aki K., 1990. Seismic radiation from an SH line source in a laterally heterogeneous planar fault zone. *Bulletin of Seismological Society of America* 80 (4), 971–994.
- Ben-Zion Y., Peng Z., Lewis M., McGuire J., 2007. High resolution imaging of fault zone structures with seismic fault zone waves. *Scientific Drilling*, Special Issue 1, 78–79. <http://dx.doi.org/10.2204/iodp.sd.s01.23.2007>.
- Ben-Zion Y., Peng Z., Okaya D., Seeber L., Armbruster J.G., Ozer N., Michael A.J., Baris S., Aktar M., 2003. A shallow fault-zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Duzce branch of the North Anatolian Fault, western Turkey. *Geophysical Journal International* 152 (3), 699–717. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01870.x>.
- Besedina A.N., Kabychenko N.V., Kocharyan G.G., 2013. Low-magnitude seismicity monitoring in rocks. *Journal of Mining Science* 49 (5), 691–703. <http://dx.doi.org/10.1134/S106273914905002X>.
- Blenkinsop T.G., 1989. Thickness – displacement relationships for deformation zones: discussion. *Journal of Structural Geology* 11 (8), 1051–1054. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90056-4](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(89)90056-4).
- Bradbury K.K., Barton D.C., Solum J.G., Draper S.D., Evans J.P., 2007. Mineralogic and textural analyses of drill cuttings from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) boreholes: Initial interpretations of fault zone composition and constraints on geologic models. *Geosphere* 3 (5), 299–318. <http://dx.doi.org/10.1130/GES00076.1>.

- Brune J., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 75 (26), 4997–5009. <http://dx.doi.org/10.1029/JB075i026p04997>.
- Chen K.H., Nadeau R.M., Rau R.-J., 2007. Towards a universal rule on the recurrence interval scaling of repeating earthquakes? *Geophysical Research Letters* 34 (16), L16308. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030554>.
- Chester F.M., Chester J.S., 1998. Ultracataclastic structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California. *Tectonophysics* 295 (1–2), 199–221. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00121-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00121-8).
- Childs C., Manzocchi T., Walsh J.J., Bonson C.G., Nicol A., Schopfer M.P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology* 31 (2), 117–127. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.009>.
- Choy G.L., Boatwright J.L., 1995. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *Journal of Geophysical Research* 100 (B9), 18205–18228. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB01969>.
- Cochran E.S., Li Y.-G., Shearer P.M., Barbot S., Fialko Y., Vidale J.E., 2009. Seismic and geodetic evidence for extensive, long-lived fault damage zones. *Geology* 37 (4), 315–318. <http://dx.doi.org/10.1130/G25306A.1>.
- Convers J.A., Newman A.V., 2011. Global evaluation of large earthquake energy from 1997 through mid 2010. *Journal Geophysical Research* 116 (B8), B08304. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007928>.
- Dieterich J., 1978. Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure and Applied Geophysics* 116 (4–5), 790–806. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00876539>.
- Dobrynina A.A., 2011. Seismic Quality Factor of the Lithosphere and Source Parameters of the Baikal Rift System Earthquakes. Candidate of Physical and Mathematical Sciences Dissertation. Irkutsk, 251 p. (in Russian) [Добрынина А.А. Добротность литосферы и очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Иркутск, 2011. 251 с.].
- Domański B., Gibowicz S., 2008. Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland. *Acta Geophysica* 56 (2), 324–343. <http://dx.doi.org/10.2478/s11600-008-0014-1>.
- Elliott D., 1976. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 283 (1312), 289–312. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1976.0086>.
- Evans J.P., 1990. Thickness-displacement relationships for fault zones. *Journal of Structural Geology* 12 (8), 1061–1065. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90101-4](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(90)90101-4).
- Fedotov S.A., 1963. About the S-wave absorption in upper mantle and the energy classification of close earthquakes with intermediate source depths. *Izvestiya Akademii Nauk USSR. Seriya geofizicheskaya* (6), 820–849 (in Russian) [Федотов С.А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1963. № 6. С. 820–849].
- Fossen H., Hesthammer J., 2000. Possible absence of small faults in the Gullfaks Field, northern North Sea: implications for downscaling of faults in some porous sandstones. *Journal of Structural Geology* 22 (7), 851–863. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00013-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00013-4).
- Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D., 1991. Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2. *Bulletin of the Seismological Society of America* 81 (4), 1157–1182.
- Hanks T.C., Bakun W.H., 2008. M-logA observations for recent large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 98 (1), 490–494. <http://dx.doi.org/10.1785/0120070174>.
- Haskell N.A., 1964. Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bulletin of the Seismological Society of America* 54 (6A), 1811–1841.
- Heermance R., Shipton Z.K., Evans J.P. 2003. Fault structure control on fault slip and ground motion during the 1999 rupture of the Chelungpu fault, Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93 (3), 1034–1050. <http://dx.doi.org/10.1785/0120010230>.
- Henry C., Das S., 2001. Aftershock zones of large shallow earthquakes: fault dimensions, aftershock area expansion and scaling relations. *Geophysical Journal International* 147 (2), 272–293. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00522.x>.
- Hua W., Chen Z., Zheng S., 2013. Source parameters and scaling relations for reservoir induced seismicity in the Longtan reservoir area. *Pure and Applied Geophysics* 170 (5), 767–783. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-012-0459-7>.
- Hull J., 1988. Thickness-displacement relationships for deformation zones. *Journal of Structural Geology* 10 (4), 431–435. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90020-X](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(88)90020-X).
- Ide S., Beroza G., 2001. Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophysical Research Letters* 28 (17), 3349–3352. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013106>.
- Ide S., Beroza G.C., Prejean S.G., Ellsworth W.L., 2003. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings. *Journal of Geophysical Research* 108 (B5), 2271. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB001617>.

- Jahnke G., Igel H., Ben-Zion Y., 2002. Three-dimensional calculations of fault-zone-guided waves in various irregular structures. *Geophysical Journal International* 151 (2), 416–426. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01784.x>.
- Jeppson T.N., Bradbury K.K., Evans J.P., 2010. Geophysical properties within the San Andreas Fault Zone at the San Andreas fault observatory at depth and their relationships to rock properties and fault zone structure. *Journal of Geophysical Research* 115 (B12), B12423. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007563>.
- Kanamori H., Anderson D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America* 65 (5), 1073–1095.
- Kanamori H., Brodsky E.E., 2004. The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics* 67 (8), 1429–1496. <http://dx.doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/R03>.
- Kanamori H., Mori J., Hauksson E., Heaton T.H., Hutton L.K., Jones L.M., 1993. Determination of earthquake energy release and ML using TERRASCOPE. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (2), 330–346.
- Keilis-Borok V.I., 1959. On the estimation of the displacement in an earthquake source and source dimensions. *Annals of Geophysics* 12 (2), 205–214. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-5718>.
- Klyuchevskii A.V., Demjanovich V.M., 2002. Source amplitude parameters of strong earthquakes in the Baikal seismic zone. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 38 (2), 139–148.
- Kocharyan G.G., 2010. Fault zone as a nonlinear mechanical system. *Fizicheskaya Mezomechanika* 13 (Special Issue), 5–17 (in Russian) [Кочарян Г.Г. Разломная зона как нелинейная механическая система // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. Специальный выпуск. С. 5–17].
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2010. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of the fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 419–440. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0027>.
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2011. Seismogenic width of a fault zone. *Doklady Earth Sciences* 437 (1), 412–415. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X11030147>.
- Kocharyan G.G., Kulyukin A.A., Markov V.K., Markov D.V., Pernik L.M., 2008. Critical deformation rate of fracture zones. *Doklady Earth Sciences* 418 (1), 132–135. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X08010297>.
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Markov V.K., Pavlov D.V., 2014. Some questions of geomechanics of the faults in the continental crust. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50 (3), 355–366. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351314030021>.
- Kocharyan G.G., Pavlov D.V., 2007. Disruption and healing of stress localization zones in rock. *Fizicheskaya Mezomechanika* 10 (1), 5–18 (in Russian) [Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Нарушение и залечивание зон локализации деформаций в массиве горных пород // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 5–18].
- Kocharyan G.G., Pavlov D.V., Ostapchuk A.A. 2013. Modes of faults deformation and trigger potential of seismic vibrations. In: Adushkin V.V., Kocharyan G.G. (Eds.) Triggering effects in geosystems (Moscow, June 18–21, 2013): papers of Second All-Russian Workshop Meeting. Publishing house “GEOS”, Moscow, p. 35–46 (in Russian) [Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Остапчук А.А. Режим деформирования разломных зон и инициирующий потенциал сейсмических колебаний // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы 2-го Всероссийского семинара-совещания (Москва, 18–21 июня 2013 г.). М.: ГЕОС, 2013. С. 35–46].
- Kocharyan G.G., Spivak A.A., 2003. The Dynamics of Rock Deformation. Publishing house “Akademkniga”, Moscow, 423 p. (in Russian) [Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.].
- Kostrov B.V., Das S., 1986. On the elastic contact modeling of faults with variable stiffness. *Geophysical Monograph* 37: Earthquake Source Mechanics. American Geophysical Union, New York, p. 65–71.
- Kostyuchenko V.N., Kocharyan G.G., Pavlov D.V., 2002. Strain characteristics of interblock gaps of different scales. *Physical Mesomechanics* 5 (5–6), 21–38.
- Krantz R.W., 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology* 10 (3), 225–237. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90056-9](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(88)90056-9).
- Kuksenko V.S., 1986. Transition model from micro- to macrodestruction of solids. In: Collected articles of the First Soviet Workshop “Physics of strength and plasticity”. Nauka, Leningrad, p. 36–41 (in Russian) [Куксенко В.С. Модель перехода от микро- к макроразрушению твердых тел // Сборник докладов 1-й Всесоюзной школы-семинара «Физика прочности и пластичности». Л.: Наука, 1986. С. 36–41].
- Kurlenya M.V., Oparin V.N., 1999. Problems of nonlinear geomechanics. Part 1. *Journal of Mining Science* 35 (3), 216–230. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02550237>.
- Kwiitek G., Plenkers K., Dresen G., JAGUARS Research Group, 2011. Source parameters of picoseismicity recorded at Mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 101 (6), 2592–2608. <http://dx.doi.org/10.1785/0120110094>.
- Lapusta N., Rice J.R., 2003. Nucleation and early seismic propagation of small and large events in a crustal earthquake model. *Journal of Geophysical Research* 108 (B4), 2205. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000793>.
- Levi K.G., Sherman S.I., 1995. Applied Geodynamic Analysis. Musee Royal de L’Afrique Centrale. Tervuren. Belgique

- Annales. Sciences Geologiques, V. 100, 133 p.
- Li Y.G., Chen P., Cochran E.S., Vidale J.E., Burdette T., 2006. Seismic evidence for rock damage and healing on the San Andreas Fault associated with the 2004 M6 Parkfield Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (4B), 349–363. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050803>.
- Li Y.G., Leary P., Aki K., Malin P., 1990. Seismic trapped modes in the Oroville and San Andreas fault zones. *Science* 249 (4970), 763–766. <http://dx.doi.org/10.1126/science.249.4970.763>.
- Li Y.G., Vidale J.E., Aki K., Xu F., 2000. Depth-dependent structure of the Landers fault zone from trapped waves generated by aftershocks. *Journal of Geophysical Research* 105 (B3), 6237–6254. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900449>.
- Li Y.G., Vidale J.E., Cochran E.S., 2004. Low-velocity damaged structure of the San Andreas Fault at Parkfield from fault zone trapped waves. *Geophysical Research Letters* 31 (12), L12S06. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL019044>.
- Lin W., Conin M., Moore J.C., Chester F.M., Nakamura Y., Mori J.J., Anderson L., Brodsky E.E., Eguchi N., Expedition 343 Scientists, 2013. Stress State in the Largest Displacement Area of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. *Science* 339 (6120), 687–690. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1229379>.
- Madariaga R., 2011. Earthquake Scaling laws. In: R.A. Meyers (Ed.), *Extreme environmental events: complexity in forecasting and early warning*. V.1. Springer, p. 364–383. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4419-7695-6_22.
- Mai P.M., Beroza G., 2000. Source scaling properties from finite-fault rupture models. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90 (3), 604–615. <http://dx.doi.org/10.1785/0119990126>.
- Mair K., Frye K.M., Marone C., 2002. Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones. *Journal of Geophysical Research* 107 (B10), 2219. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000516>.
- Malovichko A.A. (Ed.), 2006. Earthquakes in Russia in 2003. GS RAS, Obninsk, 112 p. (in Russian) [Землетрясения России в 2003 году / Под ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2006. 112 с.].
- Malovichko A.A. (Ed.), 2010. Earthquakes in Russia in 2008. GS RAS, Obninsk, 112 p. (in Russian) [Землетрясения России в 2008 году / Под ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ГС РАН, 2010. 224 с.].
- Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010. Estimation of power and strain focal parameters of seismic events. In: Mel'nikov N.N. (Ed.) *Methods and systems of seismic deformation monitoring of technogeneic earthquakes and rock bump*. V. 2. Novosibirsk, p. 66–92 (in Russian) [Маловичко А.А., Маловичко Д.А. Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий // Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов. Т. 2. Новосибирск, 2010. С. 66–92].
- Malovichko A.A., Malovichko D.A., Dyagilev R.A., 2008. Seismological monitoring in the mines of the Verkhnekamskoye deposit of potash-salts. *Gornyy zhurnal* (10), 25–29 (in Russian) [Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Дягилев Р.А. Сейсмологический мониторинг на рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей // Горный журнал. 2008. № 10. С. 25–29].
- Manighetti I., Campillo M., Bouley S., Cotton F., 2007. Earthquake scaling, fault segmentation and structural maturity. *Earth and Planetary Science Letters* 253 (3–4), 429–438. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.004>.
- Marone C., Vidale J.E., Ellsworth W.L., 1995. Fault healing inferred from time dependent variations in source properties of repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters* 22 (22), 3095–3098. <http://dx.doi.org/10.1029/95GL03076>.
- Mayeda K., Gok R., Walter W.R., Hofstetter A., 2005. Evidence for non-constant energy/moment scaling from coda derived source spectra. *Geophysical Research Letters* 32 (10), L10306. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL022405>.
- Mayeda K., Walter W.R., 1996. Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes. *Journal of Geophysical Research* 101 (B5), 11195–11208. <http://dx.doi.org/10.1029/96JB00112>.
- Mitchell T.M., Faulkner D.R., 2009. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology* 31 (8), 802–816. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2009.05.002>.
- Mizuno T., Nishigami K., 2006. Deep structure of the Nojima Fault, southwest Japan, estimated from borehole observations of fault-zone trapped waves. *Tectonophysics* 417 (3–4), 231–247. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.003>.
- Muhuri S.K., Dewers T.A., Scott Jr. T.E., 2003. Interseismic fault strengthening and earthquake-slip instability: Friction or cohesion? *Geology* 31 (10), 881–884. <http://dx.doi.org/10.1130/G19601.1>.
- Muraoka H., Kamata H., 1983. Displacement distribution along minor fault traces. *Journal of Structural Geology* 5 (5), 483–495. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(83\)90054-8](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(83)90054-8).
- Nadeau R.M., Foxall W., McEvilly T.V., 1995. Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas fault at Parkfield, California. *Science* 267 (5197), 503–507. <http://dx.doi.org/10.1126/science.267.5197.503>.
- Nadeau R.M., Johnson L.R., 1998. Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (3), 790–814.
- Nazarova L.A., Nazarov L.A., Dyadkov P.G., Kozlova M.P., Ilin V.P., Gurieva Ya.L., 2010. Estimation of focal parameters of a forthcoming earthquake from day surface deformation. *Fizicheskaya Mezomechanika* 13 (Special Issue), 23–28 (in Russian) [Назарова Л.А., Назаров Л.А., Дядьков П.Г., Козлова М.П., Ильин В.П., Гурьева Я.Л. Оценка фокальных

- параметров предстоящего землетрясения по деформациям дневной поверхности // *Физическая мезомеханика*. 2010. Т. 13. Специальный выпуск. С. 23–28].
- Oye V., Bungum H., Roth M., 2005. Source parameters and scaling relations for mining-related seismicity within the Pyhäsalmi ore mine, Finland. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95 (3), 1011–1026. <http://dx.doi.org/10.1785/0120040170>.
- Papazachos B.C., Scordilis E.M., Panagiotopoulos D.G., Papazachos C.B., Karakaisis G.F. 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece* 36, 1482–1489.
- Peacock D.C.P., Sanderson D.J., 1991. Displacement and segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology* 13 (6), 721–733. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90033-F](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(91)90033-F).
- Peng Z., Gomberg J., 2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature geoscience* 3 (9), 599–607. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo940>.
- Rats M.V., Chernyshev S.N., 1970. Fracturing and properties of fractured rocks. Publishing house “Nedra”, Moscow, 160 p. (in Russian) [Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 160 с.].
- Rautian T.G., 1964. About determination of earthquake energy at the distances up to 3000 km. *Experimental seismicity. Proceedings of IFE AS USSR* (32(199)), 88–93 (in Russian) [Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // *Экспериментальная сейсмика. Труды ИФЗ АН СССР*. 1964. № 32 (199). С. 88–93].
- Rodionov V.N., Adushkin V.V., Kostyuchenko V.N., 1971. The Mechanical Effect of Underground Explosion. Publishing house “Nedra”, Moscow, 224 p. (in Russian) [Родионов В.Н., Адушкин В.В., Костюченко В.Н. Механический эффект подземного взрыва. М.: Недра, 1971. 224 с.].
- Romanowicz B., Ruff L.J., 2002. On moment-length scaling of large strike slip earthquakes and the strength of faults. *Geophysical Research Letters* 29 (12), 1604. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL014479>.
- Ruzhich V.V., Medvedev V.Ya., Ivanova L.A., 1990. Healing of seismogenic faults and recurrence of earthquakes. In: Seismicity of Baikal rift. Prognostic aspects. Publishing house “Nauka”, Novosibirsk, p. 44–50 (in Russian) [Ружич В.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Залечивание сейсмогенных разрывов и повторяемость землетрясений // Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 44–50].
- Ruzhich V.V., Sherman S.I., 1978. Estimation of relationship between length and value of disruptive displacements. In: Dynamics of the Earth crust of the East Siberia. Publishing house “Nauka”, Siberian Branch. Novosibirsk, p. 52–57 (in Russian) [Ружич В.В., Шерман С.И. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных смещений // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. СО, 1978. С. 52–57].
- Sadovsky M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F., 1987. Deformation of geophysical medium and seismic process. Publishing house “Nauka”, Moscow, 100 p. (in Russian) [Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.].
- Sadovsky M.A., Kocharyan G.G., Rodionov V.N., 1988. About the mechanics of block rock massif. *Doklady AN USSR* 302 (2), 306–307 (in Russian) [Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н. О механике блочного горного массива // Доклады АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–307].
- Savage H.M., Brodsky E.E., 2011. Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones. *Journal of Geophysical Research* 116 (B3), B03405. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007665>.
- Scholz C.H., 1982. Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72 (1), 1–14.
- Scholz C.H. 1990. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, New York, 439 p.
- Scholz C.H., 1994. Reply to comments on “A reappraisal of large earthquake scaling”. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (5), 1677–1678.
- Scholz C.H., 1988. Earthquakes and friction laws. *Nature* 391 (6662), 39–42. <http://dx.doi.org/10.1038/34097>.
- Seminskiy K.Zh., 2003. Internal Structure of the Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. Publishing house “Geo”, Novosibirsk, 243 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 243 с.].
- Sherman S.I., 1977. Physucal Laws of Fault Evolution in the Earth Crust. Publishing house “Nauka”, Novosibirsk, 103 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 103 с.].
- Sherman S.I., 2009. A tectonophysical model of a seismic zone: Experience of development based on the example of the Baikal rift system. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 938–951. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309110020>.
- Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modelling Results). Publishing

- house "Nauka", Siberian Branch of the Academy of Sciences of the USSR, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1983. 110 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1991. Faulting in the Lithosphere. Strike Slip Zones. Publishing house "Nauka", Siberian Branch, Novosibirsk, V. 1, 261 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1991. Т. 1. 261 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1992. Faulting in the Lithosphere. Tensile Stress Zones. Publishing house "Nauka", Siberian Branch, Novosibirsk, V. 2, 227 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1992. Т. 2. 227 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1994. Faulting in the Lithosphere. Compression Zones. Publishing house "Nauka", Siberian Branch, Novosibirsk, V. 3, 262 p. (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1994. Т. 3. 262 с.].
- Shipton Z.K., Cowie P.A., 2001. Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 23 (12), 1825–1844. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00035-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00035-9).
- Sibson R.H., 2003. Thickness of the seismic slip zone. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93 (3), 1169–1178. <http://dx.doi.org/10.1785/0120020061>.
- Sibson R.H., McMoore J., Rankin R.H., 1975. Seismic pumping – hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of Geological Society* 131 (6), 653–659. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.131.6.0653>.
- Steinberg V.V., 1983. About the focal parameters and seismic effect of earthquakes. *Izvestiya Akademii Nauk USSR. Fizika Zemli* (7), 49–64 (in Russian) [Штейнберг В.В. О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Известия АН СССР. Физика Земли. 1983. № 7. С. 49–64].
- Stork A.L., Ito H., 2004. Source parameter scaling for small earthquakes observed at the Western Nagano 800-m-Deep Borehole, Central Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (5), 1781–1794. <http://dx.doi.org/10.1785/012002214>.
- Tadokoro K., Ando M., 2002. Evidence for rapid fault healing derived from temporal changes in S wave splitting. *Geophysical Research Letters* 29 (4), 1047. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013644>.
- Tenthorey E., Cox S.F., Todd H.F., 2003. Evolution of strength recovery and permeability during fluid-rock reaction in experimental fault zones. *Earth and Planetary Science Letters* 206 (1–2), 161–172. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01082-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01082-8).
- Urbancic T.I., Young R.P., 1993. Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83 (2), 378–397.
- Venkataraman A., Kanamori H., 2004. Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 109 (B5), B05302. <http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002549>.
- Vidale J.E., Li Y.G., 2003. Damage to the shallow Landers fault from the nearby Hector Mine earthquake. *Nature* 421 (6922), 524–526. <http://dx.doi.org/10.1038/nature01354>.
- Villemin T., Angelier J., Sunwoo C., 1995. Fractal distribution of fault length and offsets: Implications of brittle deformation evaluation – the Lorraine Coal Basin. In: Barton C. and LaPointe P. (Eds.). *Fractals in the Earth Sciences*. Plenum Press, New York, p. 205–226. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4899-1397-5_10.
- Walsh J.J., Nicol A., Childs C., 2002. An alternative model for the growth of faults. *Journal of Structural Geology* 24 (11), 1669–1675. [http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00165-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00165-1).
- Walsh J.J., Watterson J., 1987. Distribution of cumulative displacement and of seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology* 9 (8), 1039–1046. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90012-5](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(87)90012-5).
- Walsh J.J., Watterson J., 1988. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology* 10 (3), 239–247. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90057-0](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(88)90057-0).
- Watterson J., 1986. Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics* 124 (1–2), 365–373. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00875732>.
- Web site of Kamchatka Branch of Geophysical Survey RAS. Available from: <http://www.emsd.ru/>.
- Web site of Baikal Branch GS RAS. Available from: <http://www.seis-bykl.ru/>.
- Web site of Kazakhstan National Data Center. Available from: <http://www.kndc.kz>.
- Web site of Harvard Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Available from: <http://www.globalcmt.org/>.
- Web site of National Earthquake Information Center. Available from: <http://www.neic.usgs.gov/>.

- Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4), 974–1002.
- Yamada T., Mori J. J., Ide S., Abercrombie R.E., Kawakata H., Nakatani M., Iio Y., Ogasawara H., 2007. Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine. *Journal of Geophysical Research* 112 (B03), B03305. <http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004553>.
- Zoback M.D., Hickman S., Ellsworth W.L., 2008. In situ fault zone observations from SAFOD, EarthScope Onsite Newsletter, winter. Available from: http://www.earthscope.org/es_doc/onsite/onsite_winter08.pdf.



Кочарян Геворг Грантович, докт. физ.-мат. наук, профессор, заведующий лабораторией
Институт динамики геосфер РАН
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корп. 1, Россия
Тел.: (495) 939-75-27; ✉ e-mail: gevorgk@idg.chph.ras.ru, gevorgkidg@mail.ru

Kocharyan, Gevorg G., Doctor of Physics and Mathematics, Professor, Head of Laboratory
Institute of Geosphere Dynamics RAS
38 Leninsky prospect, Building 1, Moscow 119334, Russia
Tel.: (495)9397527; e-mail: ✉ gevorgk@idg.chph.ras.ru, gevorgkidg@mail.ru